



Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport : sédimentologie, pétrographie, minéralogie

Claude Redondo

► To cite this version:

Claude Redondo. Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport : sédimentologie, pétrographie, minéralogie. Stratigraphie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 1986. Français. NNT : . tel-00805826

HAL Id: tel-00805826

<https://theses.hal.science/tel-00805826>

Submitted on 29 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



REDONDO (C.P.)

T. 1

N° enregist. A.O.CNRS:

THESE DE DOCTORAT D'ÉTAT

présentée à

12 JAN. 1988

L'UNIVERSITÉ DE PROVENCE

(AIX - MARSEILLE I)

UNIVERSITE DE GRENOBLE I

INSTITUT DE GEOLOGIE

DOCUMENTATION

RUE MAURICE - GIGNOUX

38031 GRENOBLE CEDEX

TEL: (76) 87.46.42

pour obtenir le grade de DOCTEUR ES SCIENCES

PAR

Claude Pierre REDONDO

d

*Etude Des Sédiments Détritiques Du Crétacé
Superieur Marin De La Provence Occidentale et
Recherche des Zones D'apport.
Sédimentologie; Pétrographie; Minéralogie.*

Soutenue le 15 Novembre 1986 devant la commission
d'examen composée de :

H. CHAMLEY
G. GUIEU
J. PHILIP
C. ROUSSET
J.J. BLANC
J.P. PUPIN

} Rapporteurs

} Examineurs

Résumé

L'objet de cette thèse concerne l'étude minéralogique et sédimentologique des séries détritiques du crétacé supérieur marin provençal. Les résultats obtenus conduisent à rechercher l'origine des zones d'apport du matériel terrigène dans un domaine pourvoyeur dont la nature et la localisation ont pu être précisées.

- L'étude des formations détritiques a nécessité un certain nombre de méthodes d'analyse : les calcimétries, les granulométries des fractions sableuses et gréseuses, l'exoscopie des quartz, la minéralogie des argiles, la pétrographie, la minéralogie de la fraction sableuse se sont avérées des techniques d'analyse complémentaire pour reconstituer la dynamique et l'origine des matériaux Terrigènes.

- Les analyses calcimétriques ont permis de préciser l'influence de l'environnement marin sur le milieu de dépôt des sédiments terrigènes. Les analyses granulométriques des sables mettent en évidence la tendance générale de la sédimentation à chaque étage du Crétacé supérieur ; la localisation dans l'espace et dans le temps des axes d'apport des principaux corps détritiques a pu être confirmée par l'étude de la granulométrie des grès. L'observation et l'analyse des quartz au Microscopie Electronique à Balayage a permis d'évaluer, d'une part les différentes étapes de transit des sédiments, d'autre part le type de climat contemporain de leur érosion. Les caractères principaux de la sédimentation fine, ainsi que la paléomorphologie, l'activité tectonique et les principales conditions climatiques qui caractérisent le substrat pourvoyeur ont été reconstituées grâce à l'étude minéralogique des argiles. Les données de la pétrographie et de la minéralogie (minéraux lourds, typologie des zircons) ont permis de préciser la nature (métamorphique et calco-alcaline) et la localisation du domaine pourvoyeur.

Ainsi, a pu être établie une paléogéographie anté-dérive du bloc Corso-sarde dans laquelle prendrait place le substrat pourvoyeur appelé Socle Sud Provençal. Celui-ci s'étendant au Sud-Sud Est de la région toulonnaise jusque dans le golfe du Lion aurait alimenté la sédimentation détritique marine en Provence occidentale pendant toute la durée du Crétacé supérieur.

Mots-clés

Crétacé supérieur - Basse Provence occidentale - Sédimentologie - Calcimétrie - Granulométrie - Pétrographie - Exoscopie - Minéralogie - Milieu d'origine - Milieu de dépôt - Paléogéographie.

12 JAN. 1988
UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

THESE DE DOCTORAT D'ÉTAT

présentée à

12 JAN. 1988

L'UNIVERSITÉ DE PROVENCE

(AIX - MARSEILLE I)

pour obtenir le grade de DOCTEUR ES SCIENCES

PAR

Claude Pierre REDONDO

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

*Etude Des Sédiments Détritiques Du Crétacé
Superieur Marin De La Provence Occidentale et
Recherche des Zones D'apport.
Sedimentologie; Pétrographie; Minéralogie.*

Soutenue le devant la commission
d'examen composée de :

H.	CHAMLEY	}	Rapporteurs
G.	GUIEU		
J.	PHILIP		
C.	ROUSSET		
J.J.	BLANC	}	Examineurs
J.P.	PUPIN		

15 JAN 51

Je dédie ce travail à la mémoire de mon père
et à ma mère qui a oeuvré avec courage.

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE LANGEVIN
R 38031 GRENOBLE CEDEX
TELE (07) 27.46.46

ERRATA

- p. 3, l. 12 supprimer éventuel
- p. 7, l. 29 rajouter : En fait le concept d'"Isthme durancien" avait été critiqué dès 1968 par Rousset qui proposait la reconstitution paléokarstique d'un "Bombement varois".
- p. 9, l. 25 rajouter : 2) un épisode régressif de la mer (Bauxitisation) caractérise le Cénomanién inférieur. Il est suivi d'une manifestation...
- p.12, l. 13 Méditerranée
- p.17, l. 2 ... dans le poudingue de la Galante (Bassin de l'Arc), niveau qui se situe à la limite Crétacé-tertiaire.
- p.19, l. 12 ... Rousset 1975 qui reconnaissent 3 unités charriées vers le Nord: Arc, Beausset, Bandol.
- p.83, l.1 remplacer quelques par rares
- p.86 Tableau des analyses chimiques de la roche totale : noter que les éléments trace sont représentés à titre indicatif, mais ne répondant pas aux problèmes posés dans ce travail, ils pourront être utilisés ultérieurement.
- p.91, l. 21 prédominance
- p.101 l. 27 Cénomanién inférieur
- p.103 l. 3 supprimer Vraconien
- p.111 l. 28 remplacer se complète par se comble
- p.130 l.11 supprimer Il s'agit.... décalcification.
- p.133 l.20 rajouter après : aire centrale, en d'autres points, il est acquis...
- p.35 l.14 De bas en haut
- l.29 ou
- p.145 l.19 (Mammites nodosoides)
- p.155 l. 23 Minéralogie des argiles : (fig. 104)
- p.159 l. 9 remplacer faciès mous par faciès relativement fragiles, qui s'altèrent facilement (micaschistes..)
- p.168 l.21 roches verdies
- p.177 l.16 supprimer amorphes
- p.179 l.27 galets ferrugineux
- p.184 l. 21 à 31 à supprimer : en double avec p. 185 en haut
- p.189 l.13 Sur la bauxite datée par la présence de fossiles marins (gastéropodes, rhynchonelles) on observe de bas en haut :
- p.192 l.14 influence de la bauxite
- p.207 l.5 limonite
- p.221 l.13 quartzitique
- p.233 l.11 Coniacien.
- p.295 l.18 Minéralogie...
- p.303 l. 2 appréhender indirectement les...
- l.31 s.l.
- p.306 l.20 "Bombement durancien" la mer se localise dans
- p.307 l.5 tectonique qui a débuté dès l'Albo-Cénomanién...
- p.325 l.21 à 23 lire : ...comme au Turonien, l'importance de...
- p.351 l.31 canyons ou cañons
- p.352 l.26 supprimer d'un delta
- p.377 l.15 ... Nerthe Sud-Est (Erevine)...
- p.390 l. 4 et 5 ... subaride est indiqué seulement par certains échantillons...
- p.395 l. 9 et 10 ... épisodes de l'histoire des quartz
- p.397 l.9 les smectites et ou...
- l.13 socle métamorphique et calco-alcalin...
- p.415 l.28 et 29 supprimer de "Il semble... jusqu'à moyen",
- dernière ligne : contrastées et avec peut être une tendance à l'aridité
- p.425 l.6 dépens

ERRATA (suite)

- p.429 l.24 ... bipyramidés dont l'automorphie est plus ou moins nette,
ou arrondis, ...
- p.433 dernière ligne ... Cénomaniens seraient davantage soumises à l'érosion au
Turonien....
- p.435 l.10 ... peut être sous la forme
- p.443 l.9 anté-Hercynien
- p.444 l.30 réseau fluviatile fonctionnant
- p.447 et suivantes Argent~~era~~
- p.448 titre : Remarques préliminaires sur la légende des cartes paléo-
géographiques et leur conception.
- p.458 l.17 lire ne représentent donc, sous...
- l. 1 et 14 supprimer I et II
- p.472 l.13 émises

I - AVANT PROPOS.

Cette étude constitue la mise en oeuvre de diverses techniques classiques de la sédimentologie (pétrologie sédimentaire des apports détritiques : microfaciès, calcimétrie, granulométries des sables et des grès, exoscopie des quartz, minéralogie : minéraux lourds, minéraux argileux) en vue d'établir la nature et les origines des faciès détritiques au Crétacé supérieur en Basse-Provence.

- Monsieur J. PHILIP, Professeur à l'Université de Provence fut le promoteur de cette étude. Il a su par ses conseils éclairés et sa rigueur scientifique me guider et m'encourager même aux moments les plus difficiles de l'avancement dans ma recherche et dans la rédaction du manuscrit. Sa connaissance du terrain et des problèmes paléogéographiques du Crétacé supérieur m'ont évité bien des erreurs. Je l'en remercie très vivement.

- Monsieur G. GUIEU, Professeur à l'Université de Provence a suivi la progression de mon travail et a porté sur mon premier manuscrit des critiques très constructives notamment sur le contexte tectonique et géodynamique de mon étude. En tant que responsable administratif je tiens plus particulièrement à le remercier pour la confiance qu'il m'a accordée, et pour le temps dont j'ai pu bénéficier pour ma recherche personnelle. Je lui exprime ici ma profonde reconnaissance.

- Monsieur C. ROUSSET, Professeur à l'Université de Provence a toujours porté à mon travail un grand intérêt ; j'ai trouvé à tous moments auprès de lui une disponibilité et une aide très précieuse. Pour tout cela je lui exprime ma reconnaissance la plus vive.

- C'est à Monsieur H. CHAMLEY, Professeur à l'Université de Lille 1 que je dois mon initiation au domaine des argiles. Je voudrais ici le remercier pour l'intérêt qu'il a toujours voulu porter à mon travail et pour les remarques judicieuses dont il m'a fait bénéficier soit au cours d'entretiens fructueux au laboratoire, soit au cours d'une correspondance très suivie. J'ai trouvé dans ses travaux et dans ceux de ses élèves des guides précieux pour l'étude des minéraux argileux, et des réponses à de nombreux problèmes soulevés à propos de ces formations.

- J'ai bénéficié au début de mes recherches de l'enseignement de sédimentologie de Monsieur J.J. BLANC Professeur à l'Université d'Aix-Marseille II. J'ai trouvé auprès de lui et en ses travaux des données précises concernant la géologie de terrain et l'analyse des paramètres granulométriques. Je tiens à le remercier pour l'accueil qu'il m'a toujours réservé à son laboratoire et pour les remarques pertinentes dont il m'a fait profiter.

- Monsieur J.P. PUPIN Maître de Conférence à l'Université de Nice a bien voulu porter à mon travail un intérêt particulier. J'ai retrouvé en lui l'ancien compagnon de licence qui, avec sa gentillesse habituelle, n'a pas hésité à me faire profiter pleinement de ses connaissances et de son enseignement en minéralogie et en pétrographie. L'utilisation du zircon en tant qu'indicateur pétrogénétique a trouvé ici une application déterminante dans l'origine du matériel détritique en Provence.

- Monsieur P. DOLLÉ, Ingénieur des Mines aux houillères du Nord-Pas de Calais m'a fait profiter de sa grande expérience en matière de granulométrie des formations gréseuses ; de nombreux entretiens ont su éveiller mon intérêt sur une méthode qui par la suite m'a donné de nombreux renseignements dans la mise en place et la dynamique des grès.

- Monsieur G. CAMOIN Chargé de recherche au C.N.R.S. a su me faire profiter de son enseignement dans la connaissance des formations carbonatées, ami et compagnon de travail, j'ai pu profiter de ses compétences dans l'examen des microfaciès.

- J'ai été l'un des derniers chercheurs à pouvoir bénéficier de l'enseignement et des compétences de Madame F. PICARD en matière de minéraux lourds. Sa gentillesse et son aide efficace m'ont été très précieuses en ce domaine.

- J'ai trouvé auprès de J.P. MASSE, chargé de recherche au C.N.R.S. un interlocuteur très avisé en matière de milieu carbonaté et de géologie régionale ; il n'a pas hésité à dispenser à mes sollicitations disponibilité et compétence.

- Monsieur A. PRONE Docteur d'Université m'a fait profiter de sa grande expérience en exoscopie des quartz au cours de plusieurs séances d'observation au M.E.B. éveillant ainsi mon intérêt sur ces figures exoscopiques si riches en informations.

- Auprès de C. PARRON Maître de Conférence à l'Université d'Aix-Marseille III, j'ai trouvé un interlocuteur spécialisé en matière d'altération ; aide et discussions dans l'examen des lames minces ont été très bénéfiques et très instructives dans ce domaine.

- Monsieur C. ROBERT Chargé de recherche au C.N.R.S. a bien voulu porter à mon travail un intérêt particulier ; au cours de plusieurs entretiens j'ai trouvé en ses conseils et en ses travaux une aide précieuse en matière de sédimentation argileuse.

- Je rappellerai volontier à ce propos la correspondance fructueuse et très instructive avec Monsieur le Doyen G. MILLOT qui a précédé la publication d'une note à l'Académie des Sciences. J'ai pu ainsi profiter d'échanges de vue, de remarques pertinentes très riches en informations et enseignements.

- Monsieur O. SEDAN Ingénieur au B.R.G.M. Marseille a manifesté un vif intérêt quant aux applications possibles des analyses statistiques à partir de certains indices granulométriques. Son aide efficace et certaines discussions passionnées dans les domaines des statistiques et de l'informatique ont animé de nombreuses soirées au laboratoire de Géologie appliquée.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans la collaboration effective de nombreux chercheurs.

- Je pense en tout premier lieu à mon ami P. ARLHAC Assistant du laboratoire de Géologie appliquée qui n'a ménagé ni son temps ni sa peine pour me faire profiter de sa grande expérience du terrain.

- J.F. BABINOT Maître de Conférence au laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie n'a cessé d'accueillir mes questions "avec le sourire" et m'a dispensé ses conseils précieux en matière de stratigraphie et paléogéographie.

- J'ai également trouvé auprès de G. TRONCHETTI Maître de Conférence au laboratoire une disponibilité de tout instant ; conseils, aide, gentillesse dispensés sans compter m'ont été très précieux. J'ai également trouvé aide et compétence chez d'autres chercheurs du laboratoire L. BARBAROUX, J. BORGOMANO, C. MONLEAU.

- G. PERINET Ingénieur au Laboratoire de Géologie du quaternaire dans le service du professeur H. FAURE m'a permis d'effectuer bon nombre d'analyse diffractométriques au laboratoire.

- C. TEMPIER, Maître de Conférence à l'Université d'Aix-Marseille III m'a dispensé enseignement et conseils en matière de géologie régionale.

- J'ai arpenté de nombreuses fois les pentes du Mont Caumes en compagnie de C. BERCOVICI. Nos entretiens sur le terrain furent particulièrement riches dans la compréhension de la tectonique et de la mise en place du détritique dans la région toulonnaise.

- La réalisation de ce travail doit beaucoup à ALBERTE, mon épouse qui m'a soutenu et encouragé de manière permanente tout au long de ces années, ne ménageant ni son temps ni sa peine pour m'apporter à la fois un concours matériel efficace et une aide morale sans lesquels ce travail n'aurait pu aboutir.

- Mes compagnons de travail : P. ARLHAG, S. DUPIRE, D. NURY C. ROLLAND, m'ont aidé à diverses reprises et m'ont soutenu dans l'avancement et l'élaboration technique du mémoire.

- M. P. PAPI a préparé les très nombreuses lames minces

- Melle C. ISSA a participé à la frappe des principaux tableaux analytiques

- Monsieur MALEA a effectué les tirages des photographies prises au M.E.B. et au microscope optique.

- Monsieur P. BECCHERINI celles prises au M.E.T.

- Mon frère R. REDONDO a participé à la mise en forme de nombreuses figures

- Techniciens, Techniciennes, personnes de services des laboratoires de géologie et des services d'imprimerie et de reprographie de l'Université de Provence ont également apporté un précieux concours dans la réalisation technique du mémoire ; je pense en particulier à Mesdames et Messieurs CAUVIN, DJOURITCH, LERIN, MAURIN, SOUBRY. PALLUEL

- Madame L. BERCOVICI a réalisé la dactylographie de ce mémoire avec une patience, un dévouement et une gentillesse sans cesse renouvelés.

A toutes et à tous j'adresse ma reconnaissance, mes remerciements cordiaux et mon profond respect.

RESUME - ABSTRACT

Résumé

L'objet de cette thèse concerne l'étude minéralogique et sédimentologique des séries détritiques du crétacé supérieur marin provençal. Les résultats obtenus conduisent à rechercher l'origine des zones d'apport du matériel terrigène dans un domaine pourvoyeur dont la nature et la localisation ont pu être précisées.

- L'étude des formations détritiques a nécessité un certain nombre de méthodes d'analyse : les calcimétries, les granulométries des fractions sableuses et gréseuses, l'exoscopie des quartz, la minéralogie des argiles, la pétrographie, la minéralogie de la fraction sableuse se sont avérées des techniques d'analyse complémentaire pour reconstituer la dynamique et l'origine des matériaux Terrigènes.

- Les analyses calcimétriques ont permis de préciser l'influence de l'environnement marin sur le milieu de dépôt des sédiments terrigènes. Les analyses granulométriques des sables mettent en évidence la tendance générale de la sédimentation à chaque étage du Crétacé supérieur ; la localisation dans l'espace et dans le temps des axes d'apport des principaux corps détritiques a pu être confirmée par l'étude de la granulométrie des grès. L'observation et l'analyse des quartz au Microscope Electronique à Balayage a permis d'évaluer, d'une part les différentes étapes de transit des sédiments, d'autre part le type de climat contemporain de leur érosion. Les caractères principaux de la sédimentation fine, ainsi que la paléomorphologie, l'activité tectonique et les principales conditions climatiques qui caractérisent le substrat pourvoyeur ont été reconstituées grâce à l'étude minéralogique des argiles. Les données de la pétrographie et de la minéralogie (minéraux lourds, typologie des zircons) ont permis de préciser la nature (métamorphique et calco-alcaline) et la localisation du domaine pourvoyeur.

Ainsi, a pu être établie une paléogéographie anté-dérive du bloc Corso-sarde dans laquelle prendrait place le substrat pourvoyeur appelé Socle Sud Provençal. Celui-ci s'étendant au Sud-Sud Est de la région toulonnaise jusqu'à la mer du Lion aurait alimenté la sédimentation détritique marine en Provence occidentale pendant toute la durée du Crétacé supérieur.

ABSTRACT

The purpose of this thesis is the mineralogic and sedimentologic study of the upper marine detritic cretaceous series in Provence. The results we have got induce us to research the deposit zones origin of the terrigen material in a provider domain with the nature and localization have been specified.

The study of detritic formations has required many systems of analysis : calcimetries, sand and sandstone granulometric fractions, quartz exoscopy, clays mineralogy, petrography, sandy fraction mineralogy were proving complementary analysis technics to reconstitute the dynamic and origin of terrigen material.

The calcimetric analysis enabled us to precise the influence of the marine environment on the terrigen deposit sediments medium. The sands granulometric analysis show off the general tendency of sedimentation at each upper cretaceous stage ; the sandstones granulometric study has confirmed the localization in space and time of the deposit axis of the main detritic elements. The observation and analysis of quartz by scanning electron microscopy enabled us to estimate, on the one hand, the different sediments transit phasis, and on the other hand, their erosion contemporary climate.

The main fine-grained sedimentation types, the paleomorphology, the tectonic activity and the main climatic conditions which characterize the provider substratum, have been reconstituted with the clays mineralogic study.

Petrographic and mineragolic data (heavy minerals, zircons typology) have permitted to precise the nature (metamorphic and calco-alkaline) and the provider domain localization. So, an ante-drifting Corso-Sard block paleogeography, in which the provider substratum called South provençal basement, has been established. The latter stretching from S.S.E. of the Toulon area to the Lion gulf would have fed the marine detritic sedimentation in occidental Provence during the whole upper Crétaceous.

SOMMAIRE

RESUME - ABSTRACT

I - AVANT PROPOS.

II - INTRODUCTION.

II.1. OBJET DE L'ETUDE	1
II.2. CADRE GEOGRAPHIQUE	3
II.3. QUELQUES DATES DANS L'EVOLUTION DES IDEES	3
II.4. PALEOGEOGRAPHIE	6
II.5. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA PROVENCE OCCIDENTALE ; CONSEQUENCES SEDIMENTOLOGIQUES	9
A - Situation géographique et structurale de la Provence	12
B - Géologie régionale	
B.1. Evolution géodynamique et sédimentologique de la Provence	
B.2. Roles du Massif Central et des Cévennes en tant que domaines pouvoyeurs possibles des éléments détritiques.	
B.3. Rappels concernant la composition pétrographique de certaines formations détritiques de Provence occidentale.	
C - Evolution structurale : conséquences sédimentologiques et paléogéographiques	
C.1. Historique	
C.2. Conceptions récentes	
C.3. Schéma structural de la Provence	
1) "Front Nord-Provençal" et Unité de l'Arc	
2) "Front Sud-Provençal" et unité du Beausset	
3) Chevauchement du bord de mer varois et unite de Bandol	
4) Chevauchement du nord-toulonnais	
5) Evaluation des recouvrements des différentes unités	

III - TECHNIQUES ET METHODES D'ETUDE 23

III.1. ECHANTILLONNAGE SUR LE TERRAIN 25

III.2. ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES DES ECHANTILLONS AU LABORATOIRE 26

III.2.1. Etude des lames minces : microfaciès 26

A - grès proprement dits

B - grès calcaire ou calcaires gréseux

III.2.2. Dosage du calcaire : calcimétrie 28

III.2.3. Granulométrie des sables 28

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

A - Méthodologie	
B - Commentaire et signification des principaux indices et coefficients utilisés	
III.2.4. Granulométrie des grès	36
A - Mode opératoire	
B - Construction des histogrammes	
III.2.5. Minéralogie Pétrographie	44
A - Méthode d'étude	
B - Inventaire minéralogique et pétrographique	
C - Etude spécifique des zircons	
D - Etude des grans de quartz au M.E.B.	
D.1. préparation des échantillons	
D.2. morphométrie	
D.3. morphoscopie, exoscopie	
D.4. endoscopie	
III.2.6. Minéralogie de la fraction argileuse	61
A - Méthode d'étude	
B - Détermination des minéraux argileux	
C - Etude au M.E.T.	
D - Analyses chimiques	
<u>IV - RESULTATS DES ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES</u>	65
IV.1. CENOMANIEN	65
IV.1.1. Domaine de bassin	69
IV.1.1.1. Coupe de Cassis sur Mer	69
IV.1.1.2. La Folie la Nerthe	75

IV.1.2. Domaine de plate-forme	79
IV.1.2.1. Le synclinal du Beausset	80
IV.1.2.1.1. Le Pas d'Ouillier	80
IV.1.2.1.2. Variation latérales	87
IV.1.2.1.2.1. Fontblanche	89
IV.1.2.1.2.2. La Bégude	93
IV.1.2.1.2.3. Cuges	97
IV.1.2.1.2.4. Ste Anne d'Evenos	99
IV.1.2.1.2.4.1. Cimay	99
IV.1.2.1.2.4.2. Val d'Aren	109
IV.1.2.1.2.5. La région Nord-Toulonnaise	119
IV.1.2.1.2.5.1. Malvallon Costebelle	119
IV.1.2.1.2.5.2. Fieraquet ; Stade du Revest	123
IV.1.2.2. Le Massif de la Ste Baume et le Synclinal de Camps	127
IV.1.2.2.1. Ste Baume ; Bettons	127
IV.1.2.2.2. Camps	131
IV.1.2.3. Massif d'Allauch	133
IV.1.2.3.1. Jas du Moulet	133
IV.1.2.4. Synclinal de Méjean - Ensues la Redonne	135
IV.1.2.4.1. Erevine	135
IV.1.2.5. Nerthe - Nord Martigues	141
IV.2. TURONIEN.	145
IV.2.1. Domaine de Bassin	145
IV.2.2. Domaine de plate-forme externe	145
IV.2.3. Environnements péri-deltaïques	149
IV.2.3.1. Soubeyran	149
IV.2.3.2. Variations latérales : Mont Caumes	159
IV.2.3.2.1. Revest - Malvallon - Costebelle	159
IV.2.3.2.2. Caumes - Pardiguières	165
IV.2.3.2.2.1. Ensemble calcaréo-gréseux	
IV.2.3.2.2.2. Ensemble carbonaté	
IV.2.3.2.3. Broussan - Robeuf	177
IV.2.3.2.3.1. L'Hauberte	
IV.2.3.2.3.2. Versant Nord Mont Caumes	

IV.2.4. Domaine de plate-forme	181
IV.2.4.1. Massif d'Allauch - Cantepedrix	181
IV.2.4.2. Variations latérales	185
IV.2.4.2.1. Ste Baume et Synclinaux varois	185
IV.2.4.2.1.1. Ste Baume	
IV.2.4.2.1.2. Synclinaux varois	
IV.2.4.2.1.3. Mazaugues toit de la bauxite	
IV.2.4.2.2. Synclinal de Méjean- Ensues-Redonne-Nerthe sud	
IV.2.4.2.2.1. Puits St Antoine	193
IV.2.4.2.2.2. Erevine	
IV.2.4.2.3. Flanc Nord de la Nerthe	203
IV.2.4.2.3.1. Lavéra	
IV.2.4.2.3.2. La région de Martigues	
IV.2.4.2.3.2.1. Martigues C.F.R.	
IV.2.4.2.3.2.2. Martigues D5	
IV.2.4.2.3.2.3. Martigues Vasseur	
IV.2.4.2.4. Flanc Sud du chaînon de la Fare : St Chamas	
IV.2.4.2.4.1. La Pointe	217
IV.2.4.2.4.2. Usine E.D.F.	
IV.2.4.2.4.3. Verdon	
IV.2.4.2.4.4. Ste Colombe	
IV.3. SENONIEN	227
IV.3.1. Domaine de Bassin	227
IV.3.1.1. La Folie la Nerthe	227
IV.3.1.2. La région de La Ciotat les Lecques	231
IV.3.1.2.1. Ste Croix	231
IV.3.1.2.2. Ceyreste	233
IV.3.1.2.3. Baguier	233
IV.3.1.2.4. St Cyr	235
IV.3.1.2.5. Grand Vallat	235
IV.3.1.2.6. Variations latérales : Camp - Beausset	237
IV.3.2. Domaine de plate-forme	245
IV.3.2.1. La région de Mazaugues	245
IV.3.2.1.1. Mazaugues	245
IV.3.2.1.2. Mazaugues Ouest	249

IV.3.2.1.3. Nans les pins	251
IV.3.2.2. Variations latérales	263
IV.3.2.2.1. Synclinaux varois	263
IV.3.2.2.1.1. Camps la Source	
IV.3.2.2.1.2. Le Val	
a1. La Piscine	
a2. La Floride	
IV.3.2.2.1.3. Carcès	
IV.3.2.2.2. Secteur Ste Baume (Daurengue-Lare)	271
IV.3.2.2.3. Massif d'Allauch (Petite Tête Rouge)	275
IV.3.2.2.4. Martigues - Nerthe nord (Vasseur)	275
IV.3.2.2.5. Ensues - la Redonne - Nerthe Sud (Méjean Figuières)	
IV.3.3. Le Santonien supérieur et la régression ante-Campanienne	
IV.3.3.1. Ste Baume Brasque	287
IV.3.3.2. Regaignas	287
IV.3.3.2.1. Branguier	287
IV.3.3.2.2. La Pomme	290
IV.3.3.3. Moutin - la Cadière	293
IV.4. ECHANTILLONS DE COMPARAISON	296
V - <u>INTERPRETATION DES RESULTATS</u>	301
V.1. ETUDES CALCIMETRIQUES : INTERPRETATIONS	
V.1.1. Cénomanién	303
A. Régions "Nerthe" et "Berre"	
B. Régions "Beausset Ouest et Est"	
C. Région "Nord Provençale"	
V.1.2. Turonien	304
A. Nerthe et Berre	
B. Beausset Ouest et Est	
C. Région "Nord Provençale"	
V.1.3. Sènonien	305
A. Nerthe et Berre	
B. Beausset	
C. Région "Nord Provençale"	

V.1.4. Conclusions apportées par l'étude calcimétrique	306
V.1.4.1. Conclusions suivant les données de la stratigraphie et de la paléogéographie	306
A) Cénomanién inférieur à moyen	
B) Cénomanién moyen à supérieur	
C) Turonien moyen à supérieur	
D) Sénonien	
V.1.4.2. Conclusions générales à l'étude calcimétrique ; apports de la méthode	308
V.2. GRANULOMETRIES DE LA FRACTION SABLEUSE : INTERPRETATIONS	313
V.2.1. Les données de l'analyse statistique : méthode des corrélations linéaires	313
A. Observations globales sur les fortes corrélations	317
A.1. Cénomanién	
A.2. Turonien	
A.3. Coniacien	
A.4. Santonien	
B. Corrélations significatives dans l'analyse sédimentologique	
B.1. Ecart type et triage	
B.2. Taille moyenne et classement	
B.3. Facteur hydrodynamique et écart-type	
B.4. Conclusions	
C. Corrélations non significatives dans l'analyse sédimentologique	325
C.1. Facteur hydrodynamique et kurtosis	
Facteur hydrodynamique et classement	
C.2. Triage et classement	
C.3. Etalement dimensionnel et kurtosis, classement, facteur hydrodynamique	
C.4. Etalement dimensionnel et triage	
C.5. Symétrie avec écart-type, facteur hydrodynamique, triage et taille moyenne	
V.2.2. Les données de l'analyse statistique s'appuyant sur l'étude des relations écart-type - symétrie	329
A. Représentations graphiques	329
B. Résultats et interprétations	335
B.1. Cénomanién	335
B.1.1. Domaine de Bassin	335
B.1.2. Domaine de Plate-forme	
a) Beausset	
b) Région nord-provençale	
c) Nerthe	
d) Berre	

B.1.3. Conclusions partielles	
B.2. Turonien	339
B.2.1. Environnement per-deltaïque	
B.2.2. Environnement côtiers et margino littoraux	
B.2.3. Remarques	
B.3. Coniacien-Santonien	343
B.3.1. Domaine de Bassin	
B.3.2. Milieux de plate-forme	
B.3.3. Conclusions partielles	
V.2.3. Conclusion générales à l'étude granulométrique de la fraction sableuse	347
A. Cénomanién	
B. Turonien	
C. Coniacien Santonien	
E. Relations entre la granulométrie des sédiments et les épisodes transgressifs et régressifs	
V.2.4. Analyse des milieux d'origine, de transit et de dépôt de certains apports terrigènes	350
A. Cénomanién inférieur et moyen	
B. Cénomanién moyen supérieur et supérieur	
C. Turonien	
D. Sénonien	
V.3. GRANULOMETRIE DES GRES : INTERPRETATIONS.	354
V.3.1. Exploitation des histogrammes de fréquence suivant les variations de la médiane et de l'écart type	354
A. Définitions de différents types d'histogrammes	
B. Résultats	
B.1. Cénomanién	
B.2. Turonien	
B.3. Coniacien Santonien	
C. Conclusion	
V.3.2. Etude des relations et des variations de la médiane et de l'écart type	359
A. Médiane (Q2)	
B. Ecart type (σ)	
C. Variations des indices Q2 et σ	
D. Interprétations	
D.1. au Cénomanién	
D.2. au Turonien	
D.3. Au Coniacien - Santonien	
D.4. Echantillons de comparaisons	
E. Limites de la méthode	
V.3.3. Conclusions générales à l'étude des sédiments gréseux.	372
V.3.4. Complémentarité des résultats apportés par les granulométries des sables et des grès.	373
a) Cénomanién	
b) Turonien	
c) Coniacien Santonien	

V.4. ETUDE DES QUARTZ : INTERPRETATIONS	375
V.4.1. Cénomanién	375
A. Nerthe et Berre	
A.1. Nerthe sud Erevine	
A.2. Nerthe la Folie	
A.3. Berre Martigues	
B. Beausset Ouest	
B.1. Cassis	
B.2. La Bédoule	
C. Beausset Est	
C.1. Ste Anne Val d'Aren	
C.2. Revest le Mont Caumes	
C.3. Remarques	
V.4.2. Turonien	381
A. Nerthe et Berre	
A.1. Nerthe Sud et Centre	
A.2. Berre	
B. Beausset Ouest	
B.1. Cassis	
B.2. La Bédoule	
B.3. Soubeyran	
C. Beausset Est	
C.1. Revest Mont Caumes	
C.1.1. Revest Costebelle	
C.1.2. Revest Pardiguières	
D. Région Nord-provençale : Allauch, Ste Baume, Camps	
D.1. Allauch	
D.2. Ste Baume	
D.3. Camps la Source	
V.4.3. Coniacien Santonien	384
A. Nerthe	
A.1. Nerthe Sud	
A.2. Nerthe Centre	
B. Beausset Ouest et Est: Ceyreste, Baguier, Vallat...	
C. Région Nord-Provençale	
C.1. Mazaugues, Daurengue, Nans, Branguier	
C.2. Synclinaux varois	
V.4.4. Essai de traitement statistique des résultats	387
V.4.5. Synthèse apportées par l'étude des quartz	392
A. Cénomanién	
B. Turonien	
C. Coniacien Santonien	

V.4.6. Conclusions apportées par l'étude des quartz	394
V.5. MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE : INTERPRETATIONS	397
V.5.1. Minéralogie des argiles	397
V.5.2. Etude comparative entre les teneurs en feldspaths potassiques et en kaolinites des sédiments	397
1) Au Cénomanién	
2) Au Turonien	
3) Au Coniacien et au Santonien	
4) Dans l'ensemble du Crétacé supérieur marin	
5) Conclusions partielles	
V.5.3. Origine des minéraux argileux	403
V.5.4. Sources possibles des apports ; mécanismes de formation des minéraux argileux	405
A. Minéraux primaires	
B. Smectites	
C. Kaolinite	
D. Kaolinite et minéraux primaires	
E. Smectites et kaolinite	
F. Minéraux interstratifiés	
G. Smectites et illite	
H. Type de profil d'altération	
V.5.5. Interprétations et conclusions stratigraphiques et régionales.	409
A. Cénomanién	409
A.1. Nerthe - Berre	
A.1.1. Erevine	
A.1.2. La Folie la Nerthe ; Martigues	
A.2. Beausset Ouest	
A.2.1. Cassis	
A.2.2. La Bédoule	
A.3. Beausset Est: Ste Anne, Cimay, Val d'Aren, Mont Caumes Malvallon, Fieraquet.	
A.4. Région Nord-Provençale : Ste Baume, Bettons, Camps la Source	
A.5. Conclusions partielles	
B. Turonien	415
B.1. Nerthe et Berre	
B.1.1. Nerthe Sud et Nord-Est	
B.1.2. Berre Ouest (Lavera) et Berre Nord (St Chamas)	
B.2. Beausset Ouest (Bégude - Soubeyran)	
B.3. Beausset Est (Revest - Le Mont Caumes)	
B.4. Région Nord-Provençale (Allauch, Ste Baume, Daurengue, Mazaugues, Camps la Source)	
B.5. Conclusions partielles	

C. Coniacien - Santonien	420
C.1. Nerthe (Méjean, Figuières)	
C.2. Berre (St Chamas)	
C.3. Beausset Ouest et Est (Soubeyran, St Cyr, Ceyreste, Baguier, Fontvive, Moutin, Beausset, Mont Caumes)	
C.4. Région nord-provençale : (Mazaugues, Daurengue, Nans, Branguier)	
C.5. Conclusions partielles	
V.5.6. Conclusions générales	423
A. Céomanien	
B. Turonien	
C. Sénonien inférieur	
D. Résumé ; tableau interprétatif	
V.6. MINÉRALOGIE DE LA FRACTION SABLEUSE : INTERPRÉTATIONS.	427
V.6.1. Définition des cortèges minéralogiques	427
A. Cortège minéralogique lourd	
B. Autres minéraux	
V.6.2. Interprétations régionales	431
A. Céomanien	
A.1. Nerthe	
A.2. Beausset Ouest	
A.3. Beausset Est	
A.4. Nord-provençal	
B. Turonien	
B.1. Nerthe	
B.2. Berre Sud et Nord	
B.3. Nerthe et Berre	
B.4. Forages du golfe du Lion	
B.5. Beausset ouest	
B.6. Beausset Est	
B.7. Nord-provençal	
C. Coniacien - Santonien	
C.1. Nerthe	
C.2. Beausset Ouest et Est	
C.3. Nord-Provençale	
V.6.3. Interprétation d'ensemble	441
A. Etude des diagrammes I.A. I.T. en fonction de la stratigraphie	441
B. Etude des diagrammes I.A. I.T. en fonction des régions étudiées	441
C. Résultats fournis par la minéralogie et l'étude des zircons	

D. Origine des sédiments ; cortèges minéralogiques et pétrographiques des massifs avoisinants	444
E. Carte paléogéographique	451
F. Etude des diagrammes I.A. I.T. en fonction des principales formations voisines - Position du continent pourvoyeur.	453
<u>VI - CONCLUSIONS</u>	
VI.1. STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE, EVOLUTION DES SEDIMENTS DETRITIQUES ET DE LEURS CORTEGES MINERALOGIQUES AU COURS DU CRETAC SUPERIEUR MARIN	459
VI.1.1. Céomanien	459
VI.1.2. Turonien	461
VI.1.3. Sénonien	463
VI.2. NATURE ET LOCALISATION DU DOMAINE POURVOYEUR ; ORIGINE DES APPORTS DETRITIQUES	465
VI.2.1. Nature du domaine pourvoyeur ; origine des apports détritiques	
VI.2.2. Localisation du domaine pourvoyeur	
VI.3. PALEOMORPHOLOGIE DU CONTINENT POURVOYEUR	469
VI.4. PALEOCLIMATOLOGIE DU CONTINENT POURVOYEUR	469
VI.4.1. Au Céomanien	
VI.4.2. Au Turonien moyen et supérieur	
VI.4.3. Au Sénonien	
VI.5. EVOLUTION TECTONIQUE DU CONTINENT POURVOYEUR	470
VI.5.1. Secteurs occidentaux et orientaux	
VI.5.2. Secteur central	
VI.5.3. Relation avec les déplacements tangentiels provençaux	

VI.6. CONDITIONS DE TRANSIT ET DE DEPOT DU MATERIEL DETRITIQUE 470

VI.6.1. Exoscopie des quartz

VI.6.2. Analyses granulométriques des sables et des grés

VI.6.2.1. Analyses granulométriques des grés

VI.6.2.2. Analyses granulométriques des sables

VI.6.3. Caractérisation des aires de dépôt

VI.6.4. Analyses calcimétriques

VI.7. IMPLICATIONS DE L'HYPOTHESE PRESENTEE SUR L'INTERPRETATION
PALEO GEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE DU BASSIN NORD OCCIDENTAL
DE LA MEDITERRANEE 473

VI.7.1. Contexte paléogéographique

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE

- Cadre géographique	p. 4
- Carte paléogéographique	p. 10
- Carte géologique simplifiée de la Provence	p. 14
- Types et sous-types fondamentaux de zircons	p. 48
- Position des types et sous types fondamentaux	p. 50
- Représentation et distribution des populations de zircons	p. 52
- Position géographique des coupes effectuées dans le Cénomanién	p. 68
- Log. Cassis	p. 70
- Log. La Folie	p. 76
- Log. Pas d'Ouillier	p. 82
- Log. Fontblanche	p. 88
- Log. La Bégude	p. 94
- Log. Cimay	p. 100 p. 102
- Log. Val d'Aren-Toulousanne	p. 108
- Log. Val d'Aren-Jaume	p. 110
- Log. Revest : Malvallon, Fiéraquet, Stade	p. 120 p.124 p. 126
- Log. Ste Baume-Bettons	p. 128
- Log. Camps la Source	p. 132
- Log. La Nerthe-Erevine	p. 134
- Log. Martigues-C.F.R.	p. 142
- Position géographique des coupes effectuées dans le Turonien	p. 146
- Log. Soubeyran	p. 148
- Log. Revest-Malvallon	p. 160
- Log. Mont Caumes-Pardiguières : ensemble biodé- tritique	p. 166
- Log. Mont Caumes-Pardiguières : ensemble carbo- naté	p. 170
- Log. Mont Caumes-Robeu f	p. 178
- Log. Allauch	p. 180
- Log. Synclinaux Varois-Pelicon	p. 186
- Log. Mazaugues	p. 188
- Log. Nerthe-Puits-St-Antoine	p. 194
- Log. Nerthe-Erevine	p. 198
- Log. Lavera gare	p. 204
- Log. Martigues : C.F.R., D5, Vasseur	p. 208 p. 210 p. 212
- Log. St Chamas : la Pointe, Usine, Verdon	p. 218 p. 220 p. 222
- Position géographique des coupes effectuées dans le Sénomanién inférieur	p. 228
- Log. Ste Croix	p. 230
- Log. Ceyreste	p. 232
- Log. Saint Cyr	p. 234
- Log. Camp-Beausset	p. 236
- Log. Mazaugues	p. 246
- Log. Mazaugues ouest	p. 248
- Log. Nans	p. 250
- Log. Synclinaux varois : le Val, Carcès	p. 264 p. 266
- Log. Daurengues	p. 270
- Log. Allauch	p. 276
- Log. Méjean	p. 278 p. 280
- Log. Figuières	p. 282
- Log. Ste Baume-Brasque	p. 286

- Log. Branguier	p. 288
- Log. Moutin	p. 294
- Relation entre la sédimentation terrigène et carbonatée	p. 310
- Tableaux matriciels : Cénomanién, Turonien, Coniacien, Santonien	p. 314 p.316 p.318 p. 320
- Représentation graphique des indices à fortes corrélations	p. 322 p.324 p.326
- Représentation graphique des indices à faibles corrélation	p. 328
- Granulométrie des sables : position des échantil- lons dans le diagramme des indices écart type (σ) Symétrie (SKi)	p. 330
- Granulométrie des sables : localisation des prin- cipales familles de courbes dans diagramme σ -SKi	p. 332
- Granulométrie des sables : Représentation des principales courbes granulométriques dans les gra- phiques σ - SKi	p. 334
- Granulométrie des sables : courbes caractéristiques des sédiments d'âge cénomanién, turonien, coniacien santonien dans le diagramme σ - SKi	p. 336 p.340 p.342
- Granulométrie des grès : Position des échantillons dans le diagramme médiane (Q2) écart type (σ)	p. 358
- Granulométrie des grès : Courbes expérimentales montrant la dispersion des sédiments suivant une relation du deuxième degré entre Q2 et σ (Cénomanién Turonien, Sénomien)	p. 360 p.361 p.362 p. 363 p.364
- Granulométrie des grès : Position des échantillons d'âge cénomanién, turonien, coniacien, santonien, dans le diagramme Q2 - σ	p. 366 p.368 p.370
- Figures exoscopiques des quartz des échantillons d'âge cénomanién, turonien, sénonien	p. 376 p.380 p.382
- Nombre, pourcentage et localisation des types de figures exoscopiques (Cénomanién, Turonien, Sénomien)	p. 386 p.388
- Teneurs en Feldspaths et en kaolinite des apports détritiques (Cénomanién, Turonien, Sénomien)	p. 398 p.400 p.402
- Graphiques Illite-Smectites et lithologie	p. 404
- Exemple type du profil d'érosion	p. 409
- Répartition géographique et stratigraphique des minéraux argileux	p. 422 bis
- Interprétation climato-morpho-tectonique du con- tinent pourvoyeur en fonction de la stratigraphie	p. 426
- Minéraux lourds : Cénomanién, Turonien, Sénomien	p. 428 p.430 p.436
- Localisation des sondages (C.F.P.) du Golfe du Lion	p. 432
- Répartition des échantillons étudiés du Crétacé supérieur marin dans le diagramme (I.A, I.T) sui- vant la stratigraphie et les secteurs d'étude	p. 438 p.440 p.446 p. 454
- Association minéralogique de la région étudiée comparée à celle des massifs voisins	p. 448

- Répartition des échantillons étudiés du Crétacé supérieur marin comparée à celle des principales roches plutoniques et migmatiques voisines dans le diagramme (I.A, I.T)
- Distribution et définition des milieux d'origine et de dépôt du matériel terrigène au Cénomanién Turonien, Sénonien
- Emplacement proposé pour le socle sud-provençal

p. 452

p. 460 p.462 p.464
p. 466

II - INTRODUCTION.

II. INTRODUCTION.

II. 1. OBJET DE L'ETUDE.

Le but de ce travail consiste à essayer de résoudre certains problèmes d'ordre sédimentologique en étudiant en particulier les formations détritiques parce qu'elles sont abondantes et variées dans le Crétacé supérieur marin de Provence.

Ces recherches ont été menées dans un triple but :

1) Déterminer les influences des milieux de transit et de dépôt sur les sédiments terrigènes ; les méthodes calcimétriques, granulométriques et exoscopiques ont été nécessaires à cette approche.

2) avoir une meilleure connaissance des milieux d'origine ; ceci a pu être abordé par la minéralogie des sables et des argiles.

3) définir ainsi de façon plus précise la localisation et la constitution d'un domaine pourvoyeur éventuel.

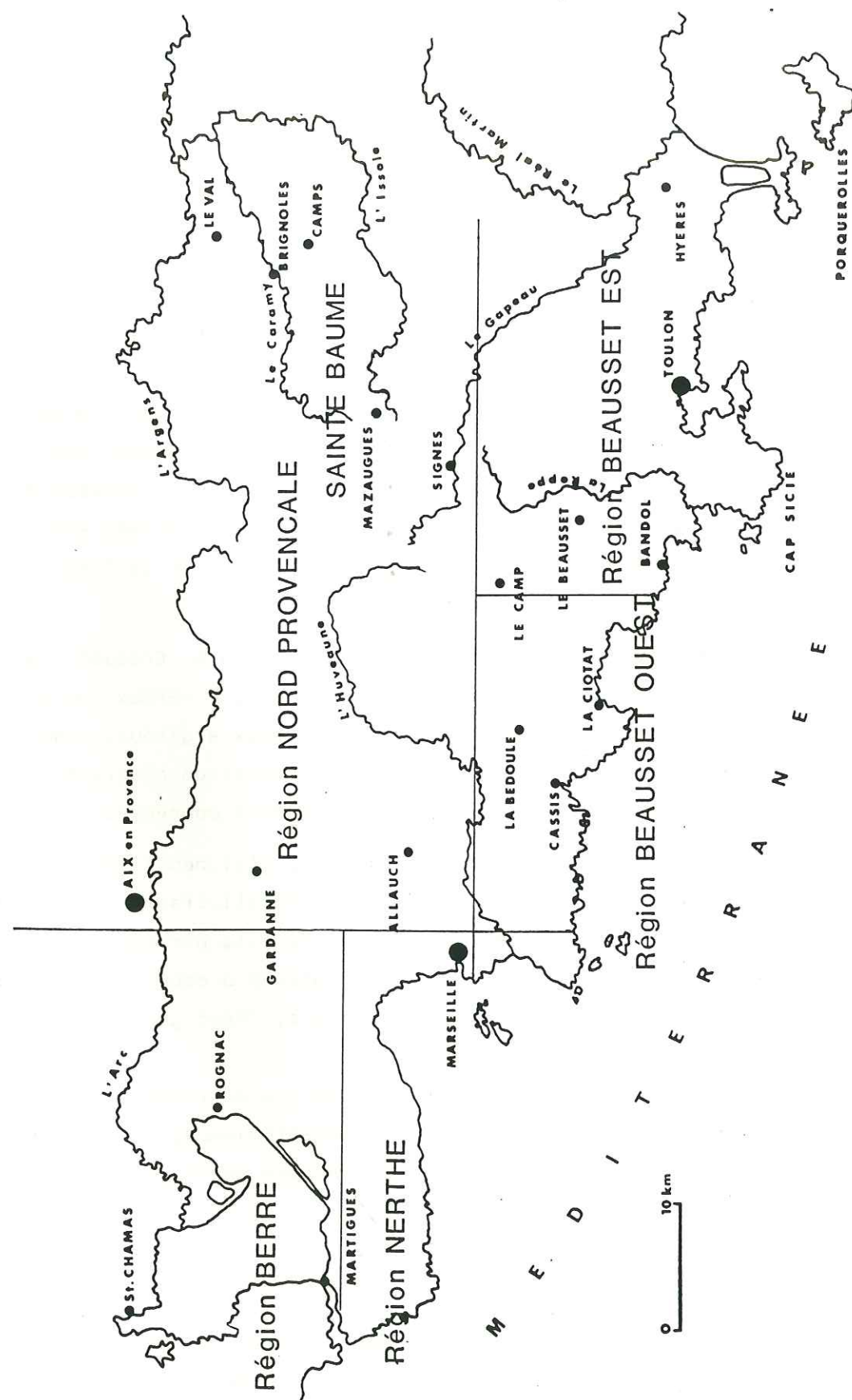
Mots descripteurs : Basse Provence occidentale, Crétacé supérieur marin, sédiments, apports terrigènes, minéralogie, minéraux lourds, typologie des zircons, exoscopie des quartz, minéraux argileux, granulométrie des sables et des grès, calcimétries, sédimentation bioclastique, conditions climatiques, activité tectonique, continent pourvoyeur.

Pour mener à bien ce travail, j'ai bénéficié d'un canevas stratigraphique et paléogéographique bien établi (Fabre 1950, Philip 1970, 1974, Babinot 1980, Tronchetti 1981) concernant la période du Cénomaniens au Santonien inclus. L'essentiel de ce canevas a été résumé récemment par Babinot, Philip et Tronchetti dans la synthèse géologique du Sud-Est de la France (B.R.G.M. Ed. 1984)

L'étude débute donc avec la grande transgression Cénomaniens et s'achève avec la régression fini-Santonienne; du Cénomaniens au Santonien on observe l'évolution d'un complexe marin de bassin et de plate-forme carbonatée et ou terrigène.

II. 2. CADRE GEOGRAPHIQUE.

1) La région étudiée dans ce mémoire correspond à une partie de la Basse Provence occidentale et s'étend sur les départements des



Bouches-du-Rhône et du Var. Elle est limitée à l'Ouest par le rivage occidental de l'Etang de Berre, au Nord par les chaînons de la Fare-Lançon, le massif de la Sainte Victoire, les bois de Pourrières-Ollières, les gros et petit Bessillon, au Sud par le littoral méditerranéen, à l'Est par une ligne approximative joignant Toulon à Brignoles.

Cette région est caractérisée par des reliefs calcaires de direction sensiblement latitudinale qui sont successivement d'Ouest en Est : la Nerthe, l'Etoile, la Ste Victoire, l'Olympe et l'Aurélien, la Ste Baume, la Montagne de la Loube, les Bessillons ; entre ces massifs s'intercalent les dépressions de Berre, de Marseille, du Beausset, de l'Arc et des petits synclinaux varois (Brignoles, Le Val, Camps).

2) Dans un but pratique, nous avons fixé à notre étude des limites régionales arbitraires. Nous avons ainsi défini d'Ouest en Est un certain nombre de régions.

- La région "Berre" comprend les secteurs de Lavéra, Martigues-la Mède, St Chamas

- La région "Nerthe" comprend les secteurs de la Folie, Erevine, Puits St Antoine, Méjean, Figuières.

- La région "Beausset Ouest" comprend les secteurs de Cassis, Soubeyran, Pas d'Ouillier, Fontblanche, La Bégude, Cuges, Le Camp-Le Beausset.

- La région "Beausset Est" comprend les secteurs de Ste Anne d'Evenos, Val d'Aren, Fiéraquet, Le Revest, Mt Caumes, Robeuf, Le Broussan, Les Gours, Le Moutin, Ceyreste, Baguier, StCyr.

- La région "Nord Provençale" comprend les secteurs de : Ste Baume-Betton, Ste Baume-Daurengue, Ste Baume-la Brasque, Ste Baume-Lare, Camps-la-Source, Le Val, Carcès, Pélicon, Mazaugues, Nans, Branguier-Bouteille, La Pomme, Allauch.

Il est bon de rappeler que les "sites" dont nous parlons dans le texte et qui font référence à la géographie actuelle doivent être, compte tenu des déplacements horizontaux intervenus au Tertiaire, replacés dans leur position paléogéographique.

II . 3. QUELQUES DATES DANS L'EVOLUTION DES IDEES CONCERNANT LE CRETACE PROVENÇAL.

Le cadre paléogéographique souvent complexe fut mis en place dès 1889 par Collot qui proposa le schéma du "golfe de Basse Provence, fermé à l'Est, séparé du Bassin des Basses Alpes par une terre émergée (l' Isthme durancien), et communiquant avec la mer alpine par le bassin du Rhône".

* En 1892 Bertrand dans une communication sur l'origine des poudingues de la Ciotat écrit : "Ces poudingues épais de plus de 300 mètres tiennent la place de l'étage Turonien... Ce courant torrentiel venait du Sud-ouest ; il faut donc qu'une terre assez étendue ait existé de ce côté reliant le massif des Maures à l'extrémité du massif Central des Pyrénées"

Cette nouvelle notion paléogéographique du continent Pyrénéo-Corso-Sarde complète le schéma proposé par Collot ; à la même époque Zurcher partage la même opinion que celle de Bertrand.

* En 1896 Vasseur et Fournier confirment eux aussi les idées de Bertrand et Zurcher ; ils évoquent une "ancienne terre" ou "un massif ancien" qui au Sud de Marseille aurait nourri les dépôts des poudingues de La Pointe Rouge.

* Corroy et Denizot (1935) attribuent l'origine des poudingues de la Ciotat à un massif ancien paléozoïque qui prend le nom de continent Hispano-Pyrénéo-Corso-Sarde (H.P.C.S.)

* A la suite des travaux de Bertrand et Collot, Fabre (1940) apporte une contribution importante à la connaissance paléogéographique du Crétacé supérieur en précisant l'âge de la transgression cénomaniennne en Provence et en mettant en évidence des mouvements d'émersion antécénomaniens, l'existence d'une fosse subsidente dans la région de Cassis et celle d'une ride turonienne dans le secteur du Gros Cerveau.

* En 1943 Fabre et Gouvernet montrent que la transgression Céno-manienne a atteint la région de Brignoles.

* A partir de 1950 J.J. Blanc étudie de façon précise et détaillée la sédimentologie et la paléocéanographie des sédiments du massif du Soubeyran (minéralogie, pétrographie, variations physico-chimiques, sédimentologie, régime détritique, type de dépôt, place du continent Hispano-Pyrénéo-Corso-Sarde etc...)

En 1980 dans une présentation synthétique cet auteur montre que "la série deltaïque du Turonien, entre Cassis et La Ciotat, correspond à un ensemble hyperpycnal à haute énergie au contact d'une plateforme carbonatée" ; chenaux, canyons et talus sous-marins constituant les principales unités de ce delta de la Ciotat.

* Sous la direction de Blanc, Dibon (1970) puis Muschotti (1971) apporteront de nouvelles données sédimentologiques sur les sédiments terrigènes (sables) de Ste Anne-Val d'Aren et de St Chamas. En 1976 Ferrandini apporte quelques données pédologiques sur les sables de St Chamas (émersion Turono-Coniacienne).

* Sornay évoque en 1950 le rôle d'une barrière à peu près permanente joué par "l'Isthme durancien" entre les domaines rhodanien et Provençal.

* En 1957 Luttaud rappelle, à propos du Crétacé supérieur " une tendance générale à l'émersion de la région avec la formation de reliefs et de rides... point de départ fondamental de la structure tectonique de la Provence.

* Pour Aubouin (1960), le "golfe de Basse Provence" est en fait constitué par des "gouttières" successives ; en outre, cet auteur souligne le déplacement progressif vers le Nord de l'axe de la zone de sédimentation.

* Philip (1967) met en évidence à l'Albien une importante phase tectonique en Provence notamment dans la région nord Toulonnaise. En 1970 cet auteur étudie de façon très détaillée les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal (paléontologie, stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie). Ces observations le conduisent à exposer ses conceptions sur l'évolution paléogéographique de la Basse Provence au Crétacé supérieur (1970;1974) ; les directions des principaux apports terrigènes sont ainsi proposées du Céno-manien au Santonien.

Suite à ces études et en collaboration avec Masse (1976) le concept d'Isthme durancien est modifié en "Bombement Durancien". Ces auteurs écrivent : "Au Crétacé supérieur, le domaine émergé affecte la forme d'un vaste bombement dont la partie méridionale se soulève au Turonien inférieur. Lors de la phase provençale majeure ces paléostructures ont été déplacées vers le Nord de plusieurs dizaines de kilomètres. Replacées dans leur

position originelle, elles ne se prolongent pas en direction des Cévennes mais du Languedoc et des Pyrénées. Leur raccord avec les Maures est problématique".

A partir de 1982, Philip étend ses recherches à la géodynamique des marges mésogéennes au Crétacé supérieur (Philip 1982 ; Philip et Alleman 1982). Ces études sont poursuivies actuellement dans un axe paléobiogéographique ; il s'agit essentiellement de replacer la Provence dans le cadre téthysien et de voir ses affinités avec les autres marges d'Europe et d'Afrique. (Philip 1985, Babinot 1985, Tronchetti 1984).

* En 1975 Rousset et en 1978 Guieu et Rousset utilisant les données de la méthode rétro-tectonique et celles de la genèse des bauxites apportent une meilleure connaissance paléostratigraphique et paléogéographique de la Provence.

* Redondo et Prone (1981), à partir de l'étude exoscopique des quartz dans les sédiments terrigènes, retracent l'évolution géodynamique des bassins versants et des massifs nourriciers ; ces auteurs proposent un certain nombre d'aires d'origine du matériel détritique.

* Les conséquences de l'éclatement du bloc tyrrhénien sur l'évolution géodynamique d'une partie du domaine méditerranéen nord occidental ont fait l'objet d'une hypothèse proposée par Guieu en 1982. Ses développements (Guieu 1984) intéressent en particulier l'évolution paléogéographique et structurale de la bordure méridionale du bassin du Sud-Est de la France et, par conséquent celle de notre domaine d'étude.

* Le développement des recherches actuelles fait en définitive bien apparaître qu'il n'est plus possible de dissocier les préoccupations stratigraphiques, sédimentologiques, paléogéographiques et structurales.

II . 4. PALEOGEOGRAPHIE

Le Crétacé de la Provence occidentale a fait l'objet depuis une quinzaine d'années, de recherches stratigraphiques, biostratigraphiques, structurales et sédimentologiques.

Divers auteurs : Philip 1967.69.70.73.74.80.82.84 ; Masse 1969 1973, 1976 ; Conte 1972 ; Tronchetti 1972, 1981 ; Babinot 1980 ; Bercovici 1983 ; Mercadier 1984 ; Machhour 1984, 1985 ont successivement contribué à élaborer une synthèse stratigraphique, cartographique et structurale très précise de cette région. Le Crétacé supérieur marin a plus particulièrement retenu notre attention puisque cette période constitue l'essentiel du domaine d'investigation qui nous est imparti .

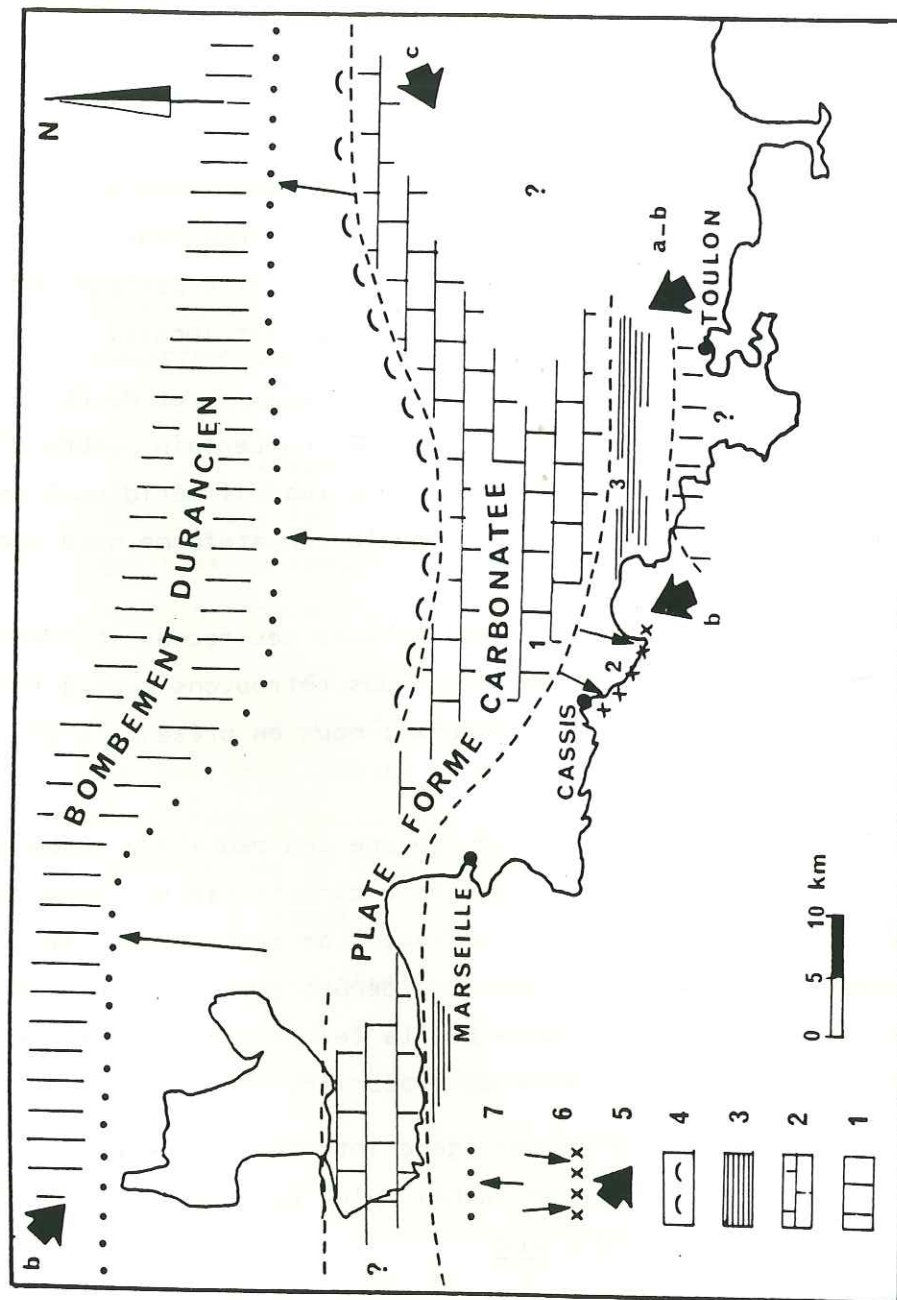
A la suite des travaux de Philip (1974) et de Philip et J.P. Masse (1973), de Babinot (1980) et Tronchetti (1981), un certain nombre d'unités paléogéographiques ont été mises en évidence (massif méridional pourvoyeur ; rides sud provençales ; fosse sud provençale ; plateforme nord provençale ; bombement durancien)

Réutilisant les données et schémas des reconstitutions paléogéographiques proposés par ces auteurs, nous retrouvons tour à tour ces unités suivant les périodes considérées ; nous en présentons un très bref commentaire.

1) Du Berriasien au Barrémien une sédimentation carbonatée de plateforme constituant la série urgonienne caractérise la Provence occidentale. Au Bédoulien suite à l'effondrement de cette plateforme s'établit un environnement de type bassin dont les dépôts sont constitués essentiellement de marnes. Ce bassin affecté par la tectonique dès l'Albien moyen se comble progressivement à partir du Vraconien.

2) Une manifestation terrigène intense représentée par les sables de Ste Anne et du Val d'Aren, ainsi qu'un épisode régressif de la mer caractérise le Cénomaniens inférieur.

3) Dès le Cénomaniens moyen et supérieur à la suite d'une vaste transgression extensive de la mer jusque dans le moyen Var (Camps la Source) se développent des lentilles récifales interrompues par des apports détritiques (Pas d'Ouillier, Erevine, Camps...) puis une plateforme carbonatée (2e barre à rudistes Ssensu Philip 1970). La plateforme passe au



Carte paléogéographique schématique de la Basse-Provence au Crétacé supérieur. (J. PHILIP, 1980).

1- Zones hautes (hauts-fonds sous marins, rides, zones émergées). 2 - Extension des formations carbonatées à rudistes et coraux au Cénomanién. 3 - Faciès terrigènes de bassin ou pérideltaïques. 4 - Faciès argilo-ligineux de caractère margino-littoral. 5 - Principaux axes d'apports terrigènes (a : au Cénomanién - b : au Turonien supérieur et au Coniacien - c : au Santonien). 6 - Sens du déplacement et limite méridionale atteinte par la plate-forme carbonatée au Turonien supérieur. 7 - idem au Coniacien.

sud à un domaine plus profond de bassin (Cassis La Folie).

4) Au Turonien inférieur à la suite du soulèvement d'ensemble de la plateforme la mer se retire dans la "gouttière" provençale ; de ce fait on note l'absence de cet étage dans presque toute la région étudiée hormis dans le secteur de Cassis.

5) Au Turonien moyen puis supérieur la mer va tenter de reconquérir très progressivement les territoires émergés ; cette avancée transgressive s'effectue très progressivement tandis qu'au Sud, la fosse sud-provençale s'enfonçant par saccades reçoit des dépôts pérideltaïques très épais (Soubeyran, Caumes) provenant de l'érosion d'un domaine pourvoyeur méridional réactivé par la tectonique au cours du Turonien.

6) Le Coniacien correspond au dernier épisode extensif de transgression marine ; la mer s'étale largement sur la plateforme provençale (secteur du Beausset et secteur nord Provençal), sur certains haut-fonds mis en place lors de la phase turonienne se développent quelques formations à rudistes (La Jaume, Oratoire St Jean)

7) Au Santonien, du fait de l'arrêt de la subsidence, la fosse sud provençale se comble ; les apports terrigènes se répandent alors sur la plateforme septentrionale (Mazaugues).

8) Au Santonien supérieur la mer régressant vers l'ouest abandonne définitivement la Provence laissant derrière elle une région lagunaire puis lacustre représentée par les faciès du Valdo-Fuvélien.

II. 5. Cadre géologique et structural.

A - Situation géographique et structurale de la Provence

La Provence présente un caractère singulier qui est à souligner ; il s'agit en effet d'une région limitée par des domaines structuraux très différents dans leur évolution.

Elle est située :

- en bordure Est de la zone d'affaissement et de subsidence du couloir rhodanien ;
- en bordure Sud des zones de passage au domaine vocontien ;
- à la périphérie sud occidentale et méridionale de l'arc alpin
- en bordure Nord d'une zone d'extension récente : le bassin nord baléaire dépendance de la mer algéro-provençale.

La situation de la Provence en bordure de la Méditerranée, son ennoyage à l'Ouest sous les sédiments récents du couloir rhodanien, les interférences tectoniques résultant de la proximité du domaine alpin au Nord Est et des Maures à l'Est, rendent difficiles les interprétations en ce qui concerne la continuité paléogéographique du domaine provençal dans ces directions. Toute tentative de reconstitution des aires nourricières en matériaux détritiques et ses directions d'apport, se heurte donc dès le départ à des difficultés géométriques. Il est en effet difficile d'établir avec précision quels rapports existaient entre le domaine provençal et les domaines voisins.

Il faut ajouter à cette difficulté les complications provenant de la structure propre de la Provence qui montre des chevauchements de la couverture eux mêmes déformés postérieurement et entrecoupés d'épisodes d'érosion continentale.

B - Géologie régionale

Dans le cadre de la géologie régionale, il est intéressant de proposer une reconstitution de la physiographie du domaine provençal avant les principales déformations tectoniques. Pour cela il est nécessaire de déplier par la pensée les structures actuelles pour leur substituer les dispositions anciennes ; on s'appuiera dans cette démarche sur les conclusions des études récentes sur la structure régionale.

Cette démarche serait peut-être vouée à l'échec si l'on ne situait

pas l'ensemble provençal à la place qui lui revient par rapport au paléo-continent "Pyrénéo-Corso-Sarde".

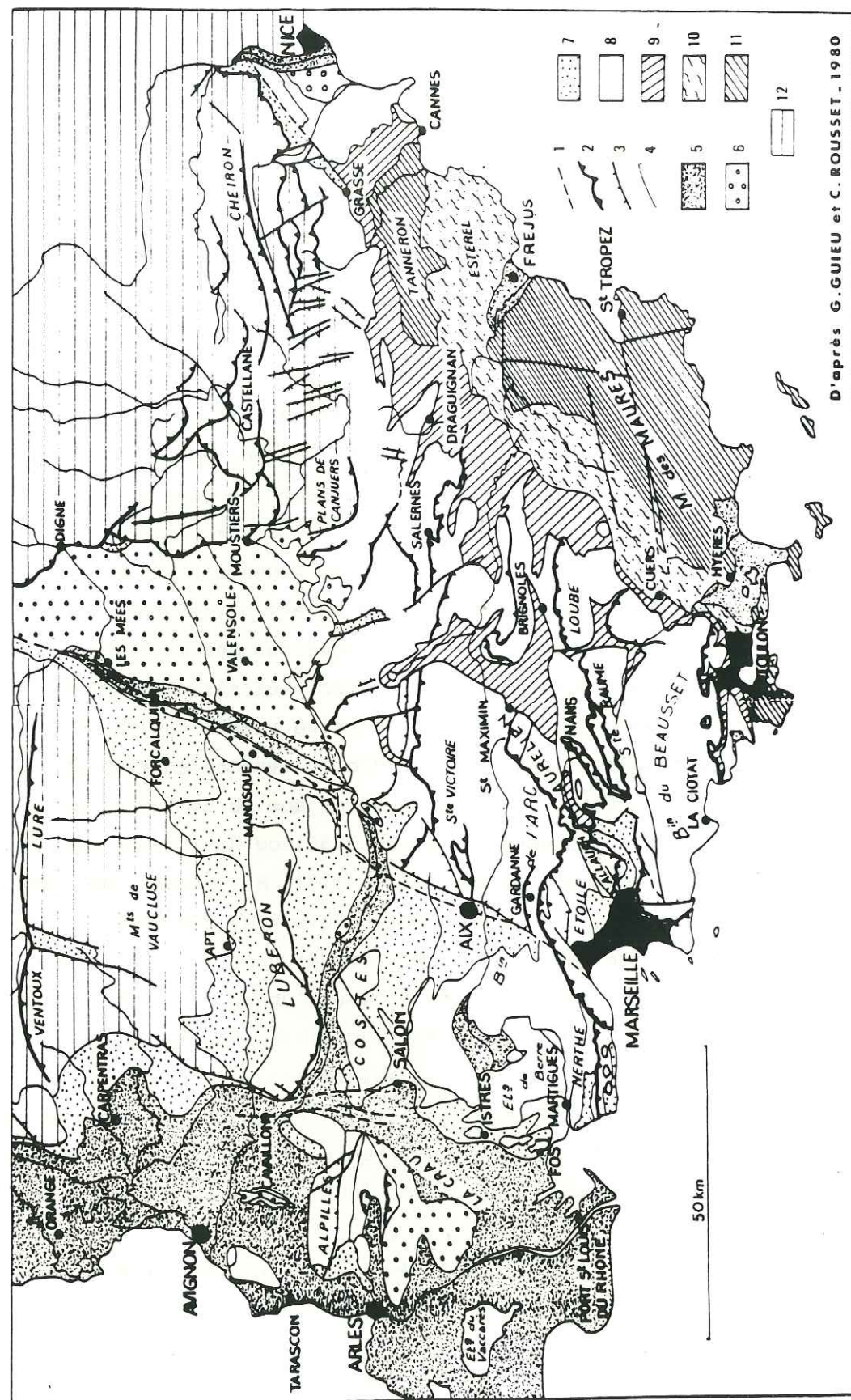
B1. Evolution géodynamique et sédimentologique de la Provence

Avec l'évolution décisive des idées sur la géodynamique de la Méditerranée nord-occidentale (Le Pichon et al 1971, Burollet et al 1974, Faure Muret et al 1975, Arthaud et al 1981, Rehault et al 1984, Rehault et al 1984, Biju Duval et al 1984, Boillot et al 1984, Burrus 1984, Le Douarin et al 1984, Biju Duval 1984) un regain certain d'intérêt est donné aux ro- les géodynamique et paléosédimentologique du segment de socle hérité de l'éclatement du paléobloc tyrrhénien. Les auteurs se sont surtout penchés sur la période cénozoïque de cette évolution (dérive Corso-Sarde) mais le but de notre travail a été de nous intéresser à une période antérieure pourtant riche d'enseignement : Le Crétacé Supérieur.

Cette étude ne pouvant s'appuyer que sur une paléogéographie la plus sûre possible, il nous a fallu considérer les résultats d'une tectonique polyphasée qui depuis le Crétacé a donné au territoire étudié son architecture actuelle. L'éclatement du paléobloc tyrrhénien a eu des répercussions profondes sur l'évolution de ce domaine que ce soit dans ses stades préparatoires au Crétacé supérieur (Guieu 1984) ou dans ses stades décisifs essentiellement Cénozoïques (Arthaud et al 1981, Biju Duval 1984, Boillot et al 1984, Burrus 1984). Or c'est cette évolution, qui aboutit à la répartition actuelle des unités structurales et donc la distribution des dépôts dans ces unités, dépend en définitive d'une géodynamique concernant non seulement la Provence mais l'ensemble de la Méditerranée Nord-occidentale.

La dérive Corso-Sarde qui est l'un des traits les plus sûrement établi de l'éclatement du paléobloc tyrrhénien est habituellement déduite de considérations sur le paléomagnétisme (Dubourdieu 1950, Bobier 1974, Coulon et al 1974 a, 1974 b, Westphal et al 1976) de l'évolution magmatique (Genesseeux et al 1974, Coulon 1977) et de certains traits tectono-métamorphiques (Chabrier et al 1974, 1975a, 1975b, 1979, 1981, 1982) communs notamment aux Maures et à la Sardaigne (Westphal et al 1976).

Or de nombreuses similitudes entre certains dépôts sédimentaires essentiellement carbonatés d'âge Crétacé inférieur (Valanginien à Aptien inférieur) sardes et provençaux d'une part (Rousset 1980)



Carte géologique simplifiée de la Provence. 1 : Faille d'Aix-en-Provence et discontinuité grasse; 2 : chevauchements importants et charriages; 3 : failles de compression et failles de fossés nord-wards et de Sault; 4 : contact normal; 5 : Quaternaire; 6 : Mio-Pliocène; 7 : Oligocène; 8 : couverture provençale s.str. (du Rhétien au Lutétien); 9 : niveaux de décollement de la couverture (Muschelkalk et Keuper); 10 : tégument permio-werfénien; 11 : socle hercynien et carbonifère; 12 : chaînes subalpines méridionales.

(Guieu Rousset 1980, Masse et Allemann 1982, Philip et allemann 1982), et languedociens d'autre part (Cambrien Sarde et de la Montagne Noire), montrent une parenté non douteuse de ces aires avec les territoires provençaux. L'appartenance de la Sardaigne notamment à un segment de croûte continentale réalisant la jonction entre la zone axiale pyrénéenne et le socle provençal est du plus grand intérêt (Bourcart 1959)(Cravatte et al 1969). Elle montre que l'on doit tenir compte dans les reconstitutions, de zones de socle ou de fragments de socle actuellement effondrés ou masqués sous de grandes épaisseurs de dépôts au niveau du précontinent et dont la présence a été révélée soit par des forages soit par des prospections géophysiques. (Cravatte et al 1974, Burrus 1984, Le Douaran 1984). L'ensemble de ces zones de socles éloignées ou effondrées représente des aires beaucoup plus étendues que l'actuel massif des Maures. En effet ce dernier, ayant toujours retenu l'attention des géologues est souvent représenté dans les reconstitutions, et quelle que soit l'époque considérée, comme pourvoyeur minéralogique des sédiments détritiques. Or on peut penser que ce massif n'a été mis à jour par l'érosion que tardivement et que son exhumation s'est faite pendant le Cénozoïque (Guieu 1982, 1983). En se fondant sur l'observation de la cartographie régionale à 1/500000e, on constate que les différentes structures provençales orientées grossièrement Est-Ouest, sont toutes obliquement recoupées par la limite d'érosion Nord-Est Sud-Ouest du massif des Maures (Aubouin et Menessier 1963). En aucun cas, on n'observe dans les terrains mésozoïques de cette bordure des indices décisifs d'une proche ligne de rivage même si l'on y perçoit une ambiance de plateforme peu profonde, ce qui ne différencie pas cette bordure du reste de la Provence calcaire (Philip 1970 Masse 1976 Tempier 1972, Arnaud Monleau 1979). Il s'ensuit que la couverture devait s'étendre assez largement au Sud et à l'Est sur l'emplacement actuel du massif des Maures qui a donc dû rester enfoui pendant une grande partie du Mésozoïque (Guieu 1980 et communication orale). Cela explique que les apports détritiques évoquant l'intervention d'un socle paléozoïque restent rarissimes dans les sédiments de la couverture provençale et ce jusqu'au Cénomani.

Le paléocontinent Pyrénéo-Corso-Sarde se différencie donc en deux grands ensembles susceptibles de fournir les apports détritiques au Crétacé supérieur.

Un domaine occidental regroupant la Montagne Noire, la bordure Pyrénéenne et Sarde (partie sud-ouest de l'île : Iglesiente) caractérisé par une série pouvant aller jusqu'au carbonifère : (plissée au carbonifère), métamorphisée (type haute pression basse température : Montagne Noire, Canigou), dont la paléogéographie comprend : deux formations carbonatées (calcaire Géorgien, calcaire Dévonien). On y rencontre également des formations de quartzites et schistes (dans l'Ordovicien et le Cambrien inférieur), quelques granites intrusifs et de rares affleurements gneissiques.

un domaine oriental comprenant les Maures et le Nord-Est de la Sardaigne ; dans ce secteur l'évolution tectonique est précoce (Dévonien inférieur et moyen) ; le métamorphisme est de type intermédiaire (Moyenne pression et moyenne température) avec reliques de haute pression ; on rencontre des roches quartzo-pelitiques, gneiss, micaschistes et granites.

B2. Rôles du Massif Central et des Cévennes en tant que domaine pourvoyeur possible des éléments détritiques.

Nous évoquerons rapidement le problème que pose la partie franchement méridionale du Massif Central en tant que domaine pourvoyeur possible des éléments détritiques du Crétacé supérieur marin. L'existence de lambeaux de terrains jurassiques sur cette région indique la présence d'une couverture continue au moins au Sud d'une ligne approximative allant de Marvejols à Valence et donc la difficulté d'avoir des apports détritiques importants provenant de cette région au Crétacé supérieur.

Reste la région cévennoise, dont nous aurons à débattre ultérieurement, puisqu'elle serait susceptible d'apporter des cortèges minéralogiques provenant du socle, au domaine d'étude. Ces possibilités seront examinées en détail dans le chapitre consacré à la minéralogie et à la pétrographie des apports détritiques.

B3. Rappel de la composition pétrographique de certaines formations détritiques de Provence occidentale.

Afin d'avoir une idée plus précise de la composition pétrographique des domaines pourvoyeurs nous rappellerons la composition pétrographique rencontrée dans la formation des poudingues de La Ciotat (Massif du Soubeyran). Celle-ci est caractérisée par : des quartzites verts ou rouges (dominants; origine paléozoïque inférieur probable) ; des grès arkosiques (rares Permo-trias) ; des calcaires noirs à miliolites (d'âge Urgo-Aptien rares ; des quartz (rares) ; des lydiennes (rares) ; des calcaires du Jurassique supérieur (rares).

Ce cortège est retrouvé dans l'Oligocène et dans les poudingues de la Galante d'âge Tertiaire, dans le synclinal de l'Arc.

Dans cet inventaire nous sommes surpris de ne pas trouver : des galets de la série triasique calcaire (jamais de faciès du Lias ou du Dogger) ; des calcaires et pelites métamorphiques de la zone Nord pyrénéenne ; des galets de quartz et de granites (causes climatiques ?)

La zone nourricière des poudingues de la Ciotat et de la Galante comprendrait donc un socle paléozoïque avec quartzites et peut-être du gneiss. Celui-ci serait directement recouvert par des calcaires jurassiques et urgo-aptiens comme on le voit dans certains massifs Nord Pyrénéens. Ainsi le socle vraisemblablement recouvert d'une couverture d'âge secondaire réduite en épaisseur aurait pu être rapidement mis à jour par l'érosion. Ceci explique qu'on le rencontre directement sous les terrains récents dans le golfe du Lion (Cravatte et al 1969). La géophysique confirme la composition grés-schisteuse à granites intrusifs de ce socle observé dans les forages.

C - Evolution structurale : conséquences sédimento-paléogéographiques.

La combinaison des mouvements de socle et de couverture lors de l'orogénèse alpine (phases pyrénéenne et alpine) et le recouvrement sédimentaire cénozoïque, rendent pour une part conjecturale la localisation paléogéographique initiale de nos sites d'échantillonnage. En effet nous avons étudié des coupes et prélevé des échantillons de roches dans le cadre géographique actuel. Ces sites concernent en fait un cadre paléogéographique que les tectoniciens et les stratigraphes s'efforcent depuis longtemps de reconstituer.

C1. Historique.

Il nous paraît donc important de broser un historique rapide des idées sur l'évolution structurale dont on peut souligner dès le début la complexité et les incertitudes.

Malgré la multiplicité des études, deux grands courants d'idées se dégagent, défendus par les "autochtonistes" d'une part, par les "allochtonistes" de l'autre. Selon l'école à laquelle on adhère, les conclusions que l'on est amené à proposer sont sensiblement différentes. Il est intéressant de noter que ces écoles n'ont pas toujours été successives mais

très souvent parallèles et même alternantes et ont entretenu de nombreuses controverses.

L'Ecole provençale avec comme tenant essentiellement Corroy et Denizot a dans les années 1935 à 1953 réintroduit le concept d'autochtonie (reprenant les idées de Fournier 1890-1931) concernant les structures régionales, à la suite de travaux pourtant retentissants de Bertrand : 1884 à 1900 ; Zurcher 1891 ; Haug 1900 à 1935 ; Repelin 1898 à 1933.

A la suite de Haug, les chercheurs appartenant à l'école de la Sorbonne, Lutaud (1924 à 1957), puis Aubouin et ses collaborateurs dans les années 1960 à 1970, ont conduit en Provence des études structurales qui sans réhabiliter systématiquement les idées de Bertrand sur une grande nappe de recouvrement de la Basse Provence, montraient la réalité du décollement de la couverture et l'existence de chevauchements d'assez grande amplitude (chevauchement Sud-provençal "Aubouin et Chorowicz 1967).

Indépendamment de cette école, Guieu dans les années 1960 à 1970 démontrait de son côté sur les bases d'un lever cartographique très détaillé de la Basse Provence occidentale l'existence des chevauchements de grande amplitude en Provence et notamment celles des décollements de l'ensemble de la couverture sur le Trias et la formation de déchirures tectoniques à l'arrière des chevauchements ; dans l'une d'elles se loge par exemple le "bassin de Marseille" à l'Oligocène tandis que d'autres évoluent en "bandes" ou "arcs" triasiques.

Par ailleurs Gouvernet (1963) présentait une hypothèse originale concernant l'évolution structurale de la basse Provence méridionale pour la "structure du cadre Nord Toulonnais" avec l'intervention déterminante du socle paléozoïque déplacé en sous-charriages vers le Sud. Dans cette hypothèse l'amplitude des chevauchements reste assez minime avec enracinement des structures sur des accidents verticaux ou sub-verticaux du socle. Cette conception peut apparaître comme un compromis entre les thèses allochtonistes et celles qui défendent un enracinement systématique des structures.

C2. Conceptions récentes.

Si l'on reconnaît actuellement assez généralement l'existence de déplacements tangentiels de la couverture en basse Provence, l'ampleur du phénomène, comparable pour certains à celui qu'admettait Bertrand avec

"la grande nappe de recouvrement de la basse Provence" (1899), ne fait pas l'unanimité.

Dans les conceptions récentes, la couverture ne serait affectée pour certains auteurs que de recouvrements limités à l'amplitude propre des chevauchements (Aubouin et Mennessier 1963, Aubouin et Chorowicz 1967 ; Tempier 1981).

Pour d'autres (Arthaud et al 1981) les plis et chevauchements dans la couverture amortissant frontalement le déplacement par rapport au socle en place seraient faibles au Nord d'une ligne Alès-Ventoux, pour atteindre 30 à 50 km dans les parties les plus méridionales (pli de Montpellier, chevauchement Sud-provençal).

Pour d'autres enfin (Gouvernet, Guieu, Rousset 1979 ; Rousset 1975 Guieu, Rousset 1978 1980) la couverture de basse Provence serait décollée en une nappe d'environ 60 à 70 kilomètres d'amplitude. Cette conception qui n'est pas sans rappeler celle de la "grande nappe de recouvrement" de Bertrand s'en écarte cependant pour deux raisons au moins : elle exclue l'existence de nappes à flancs renversés, même si des séries sont localement renversées et elle englobe dans les mouvements tangentiels les grands "bassins" Crétacés, notamment le synclinal du Beausset, équivalent stratigraphique, paléogéographique de la série normale de la Ste Baume. Si certains auteurs endossent volontiers cette conception (Lajoinie, Laville 1979 1983, Arnaud Monleau 1979) elle provoque chez d'autres certaines réticences. Quoi qu'il en soit, et avec les réserves qui s'imposent quant à l'amplitude de déplacements, il est maintenant admis par tous que des charriages existent en Provence, l'accord sur ce point étant réellement apparu lors de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Marseille en 1985 en hommage aux idées de Bertrand.

C3. Schéma structural de la Provence.

Quoi qu'il en soit, la structure de la Provence s'ordonnerait dans cette hypothèse selon le schéma suivant :

1) A l'ouest de la faille d'Aix en Provence (Rousset 1973 1978) et délimitant l'unité de l'Arc le front nord provençal (Sensu Rousset 1975) n'émergerait que localement des recouvrements néogènes : au Sud des Alpilles à Mouriès (Rousset 1974) et à la Barben (Rousset 1975 1979 Tempier 1985)

Le reste du tracé est hypothétique : vers l'ouest son prolongement semble se raccorder à la structure chevauchante de Montpellier avec laquelle il présente de grandes analogies. A l'Est de la faille (dans le panneau relevé) et au delà (Tempier 1985) des complications du secteur d'Aix lui-même, on le suivrait dans le Sambuc, la Gardiole, les Bessillons et jusqu'à Salernes et Lorgues (Rousset 1979). Pour Tempier (1985) le chevauchement à Vergence nord d'Eguilles n'existe plus à l'Est de bassin oligocène d'Aix ; selon cet auteur il y aurait en direction de l'Est un relais, d'une part avec la Montagne Ste Victoire et d'autre part avec les accidents provençaux septentrionaux de Pont de Mirabeau puis de Vinon et Gréoux situés au Sud-Est de Manosque. Des arguments paléogéographiques militent en faveur de son existence vers l'Est sont clairement exprimés pour les terrains jurassiques, dans les travaux de Mennessier (1959) et plus récemment dans ceux de Arnaud et Monleau (1979 1981)

2) Le front de la nappe Sud provençale est beaucoup mieux connu que le précédent à la suite des travaux de Bertrand (1884 à 1900) Haug (1900 à 1935) Aubouin et al (1961 à 1972) Guieu (1959 à 1968) Eisenlhor (1974 en ce qui concerne les régions de Marseille et du moyen Var.

a) Il s'agit de l'unité du Beausset (Aubouin et Chorowicz 1971 197 Eisenlhor et al 1975) groupant d'Ouest en Est en position frontale dans un même ensemble paléogéographique : la Nerthe Sud et Est (Guieu 1973) l'Etoile, la Ste Baume et la Loube. Pour certains auteurs (Guieu Rousset 1979) le chevauchement de l'Olympe Aurélien ferait également partie de cette unité.

b) La nappe Sud provençale comprend en outre le Massif de Carpiagne, le bassin du Beausset et les secteurs du Var plus méridional (Solliès, Cuers, Rocbaron, Camps-la-Source)

c) L'existence des grands chevauchements, solidement démontrée par l'analyse structurale et paléogéographique a reçu une confirmation définitive grâce à deux ouvrages ;

En 1971, un forage de très faible profondeur d'ailleurs a apporté de façon irréfutable la preuve du chevauchement de la Ste Baume (unité de Roqueforcade) (Guieu 1971)

Plus récemment (1980) les travaux en souterrain du Canal de Provence démontraient dans le même esprit l'allochtonie du Massif de l'Etoile (Guieu 1980 1983)

3) Le chevauchement du bord de mer Varois : l'unité de Bandol définie par Bertrand (1899) Zucher (1891) Haug (1925) gouvernet (1963) Dercovici (1983) est actuellement très érodée. Elle a recouvert le Sud du bassin du Beausset entraînant des morceaux d'autochtone ou provoquant sur celui-ci le chevauchement des structures écaillées (Caumes Ouest, Coudon, Dardennes)

4) Par rapport aux autres structures chevauchantes de basse Provence, les chevauchements nord Toulonnais prêtent encore à discussion dans la mesure où ils s'ennoient en très grande partie sous les eaux de la Méditerranée. L'existence du socle paléozoïque au Cap Sicié et de la région de Toulon-Carqueiranne sur lesquels ils semblent buter au Sud ne constituent pas une preuve de leur étendue originelle pas plus que de leur enracinement lorsqu'on sait à la suite des travaux de Gouvernet que ce socle est écaillé et qu'il a pu de ce fait tronçonner et réduire en étendue une couverture sédimentaire initialement plus vaste.

Le problème de l'extension des chevauchements nord Toulonnais vers l'Ouest n'est pas résolu, nous nous bornerons cependant à noter que le bassin du Beausset apparaît à leur contact, au moins cartographiquement, comme un demi bassin dont la partie méridionale demeure sous les eaux et peut-être sous les chevauchements nord-toulonnais (Philip et al 1985)

Ceux-ci, avec des variantes apparaissent de même type que les chevauchements de l'Etoile et de l'Aurélien sur le bassin de l'Arc.

5) Evaluation des recouvrements des différentes unités.

Les fronts actuels d'érosion des nappes et les fenêtres reconnues en arrière, peuvent permettre dévaluer le recouvrement des différentes unités les unes par rapport aux autres.

La contraction totale de la couverture prenant en compte les déformations en forme de plis, les écaillés des séries renversées (en Ste Baume par exemple) ont conduit certains auteurs (Rousset 1975 ; Guieu et Rousset 1978) à proposer un déplacement total de 60 kilomètres représentant le cumul du déplacement des différents chevauchements élémentaires (Bandol, Beausset, Arc) que l'on peut évaluer à la vingtaine de kilomètres.

Tempier (1985) pense que le déplacement maximum de l'unité la plus méridionale serait de l'ordre de 20 à 25 km. Selon Arthaud et al (1981) les translations pourraient atteindre 30 à 50 km.

Comme nous venons de le voir, les auteurs sont en désaccord sur l'amplitude du charriage à l'origine de la localisation actuelle de ces unités, mais leur position relative n'en est pas pour autant modifiée. La contraction globale de la Provence varierait donc suivant les auteurs du simple au double.

Quoiqu'il en soit et pour ce qui nous concerne, la Provence doit être replacée dans sa position anté-phase majeure Bartonienne. Il faut donc effectuer un dépliage de la couverture et déplacer la limite méridionale actuelle de 30 à 50 km vers le sud. Cette hypothèse a des implications sur le plan paléogéographique et structural; elle permet par exemple de combler en partie au moins le hiatus existant entre la couverture provençale et la couverture sarde, le bloc Corso-Sarde étant supposé replacé dans sa position anté-dérive Cénozoïque. (Westphal 1976 ; Coulon 1977 ; Guieu 1981 1983 ; Philipet al 1982 ; Arnaud Monleau 1979).

Tenant compte de tous les arguments ci-dessus exposés, on voit qu'il est impossible de ne pas tenir compte des mouvements tangentiels si l'on veut avoir une idée des positions paléogéographiques initiales des aires nourricières et des zones d'apport.

III - TECHNIQUES ET METHODES D'ETUDE.

III. TECHNIQUES ET METHODES D'ETUDE.
=====

III. 1. ECHANTILLONNAGE SUR LE TERRAIN ; PROBLEME DE LA REPRESENTATIVITE
DES ECHANTILLONS.

Etant bien conscient de l'importance de la représentativité des échantillons, c'est volontairement que nous n'avons pas fait d'échantillonnage aléatoire ; en effet celui-ci pour être représentatif conduirait à effectuer un nombre considérable de prélèvements et d'analyses ; de plus il est presque impossible de le pratiquer directement sur le terrain vu les conditions d'affleurement et d'accès.

C'est pourquoi nous avons effectué un échantillonnage orienté dans lequel nous avons considéré un certain nombre de paramètres tels que le choix de coupes types représentatives, la localisation des formations, les variations de faciès, le lieu précis de la prise d'échantillons, leurs positions dans les séquences etc...

Cet échantillonnage nous permet d'obtenir des prélèvements beaucoup moins nombreux tout en ayant une bonne représentativité des phénomènes sédimentologiques pendant un intervalle de temps donné.

Chaque prise d'échantillon (500 grammes à 1 Kilogramme) a été effectuée par quartage et dans la grande majorité des cas, c'est un éventail dimensionnel allant des argiles (2µm) aux graviers (2 mm à 200 mm) qui a été concerné par de tels prélèvements.

III. 2. ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES DES ECHANTILLONS AU LABORATOIRE.

III.2.1. Etude des lames minces : microfaciès.

Dans un premier temps, nous procédons à un examen rapide du type de roche sédimentaire étudiée. La détermination étant faite, chaque échantillon est analysé de la façon suivante :

A - Si l'on prend le cas d'un grès

A 1. Celui-ci sera : fin : ϕ des particules inférieur à 400 μ m ; moyen : ϕ des particules inférieur à 800 μ m ; grossier : ϕ des particules au-delà.

A 2. Régulier ou irrégulier : ce caractère correspond à la physionomie générale ; (par exemple beaucoup ou peu de matrice). C'est une impression assez subjective.

A 3. Stratifié ou non stratifié : légèrement stratifié ; bien stratifié ; très bien stratifié.

A 4. Calibrage des grains : bien calibrés (rapport de 1 à 4 entre les grains ; mal calibrés (grains de 50 μ à 800 μ par ex.) ; très mal calibrés (au-delà)

A 5. Description des éléments constitutifs : quartz, feldspaths, micas, minéraux lourds, éléments de roches, éléments aberrants, matrice, etc...

quartz : anguleux, subanguleux, arrondis, à contours géométriques simples, corrodés, entiers ou craquelés, extinction franche ou roulante, avec ou sans accroissement secondaire.

feldspaths : potassiques ou calcosodiques ; maclés ou non, type de macle, frais ou altérés, forme régulière ou irrégulière.

micas : type ; muscovite, biotite, chlorite ; sont-ils : disséminés au hasard ou stratifiés ; frais ou altérés ; en aiguilles ; flexueux, poinçonnés...

Minéraux lourds directement observables : disséminés ou en bande, variétés.

éléments divers : grains glauconieux, phosphates ; roches.

Matrice : siliceuse ; silicatée : à poussière de quartz, argileuse avec plumets d'illite ; carbonatée : carbonatée, carbonatée calcique ; ferrugineuse : types d'oxydes de fer, limonite, hématite, goethite, etc...

A 6. Tectonisation, recristallisation en silice, calcite etc...

B - Pour les grès calcaires ou les calcaires gréseux.

La description est la même, la matrice prend plus d'importance en fonction des éléments qu'on y observe. Nous proposons le tableau d'analyses suivant :

* ALLOCHEMS	Détritiques	Quartz
		Feldspaths
		Micas
		Minéraux lourds
		Autres
	Etats	
	Contour des grains	
	Bioclasts	Algues vertes
		Algues rouges
		Foraminifères
		Bryozoaires
		Madréporaires
		Rudistes
		Autres lamellibranches
		Gastropodes
		Echinodermes
		Ostracodes
		Autres
* CIMENT Matriciel	Micrite	* Texture
	Sparite	Grainstone
	Microsparite	Packstone
	Silice libre	wackestone
	Autres	Mudstone

III.2.2. Dosage du calcaire : calcimétrie.

La connaissance du pourcentage de calcaire dans un sédiment est utile dans de nombreux cas : comparaison des échantillons d'une série, précisions sur l'environnement et les conditions de sédimentation, importance de l'apport biodétritique et de l'activité biologique lorsque les roches environnantes ne sont pas calcaires, importance des actions de dissolution ou de cristallisation en fonction de la profondeur sous la surface de l'eau et dans le sédiment, indications sur le potentiel géochimique... Pour être exploitée de façon complète, cette donnée, dont l'acquisition est simple, nécessite d'être confrontée avec d'autres résultats : géologie locale, étude à la loupe binoculaire et au microscope...

Le principe d'analyse repose sur la réaction à l'acide du carbonate de calcium. On mesure le volume de gaz carbonique dégagé lors de l'attaque chlorhydrique d'un poids connu de sédiment : $\text{CO}_3\text{Ca} + 2\text{HCl} \rightarrow \text{Cl}_2\text{Ca} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. L'appareil utilisé est le calcimètre Bernard, qui permet d'effectuer rapidement une série d'analyses, avec une précision satisfaisante dans le cas général (erreur de 1 à 2%).

III.2.3. Granulométrie des sables.

A. Méthodologie.

Seule la fraction sableuse et graveleuse a fait l'objet de tamisages qui ont ainsi porté sur un éventail de particules allant de 0,050 mm à 5 mm. Notre étude s'est concentrée sur cette fraction, car elle s'est révélée être commune à tous les échantillons. Nous avons éliminé la fraction fine inférieure à 0,050 mm par lavage sous l'eau, à l'aide d'un tamis, ce qui a dissocié en même temps les agrégats. Les dimensions choisies en tant que limites des différentes fractions granulométriques sont les suivantes :

Granulométrie des grés								
Granulométrie des sables								
200mm	5 mm	2 mm	1,5mm	0,50mm	0,20mm	0,050mm	0,020mm	0,002mm
	2000µm	1500µm	500 µm	200 µm	50 µm	20 µm		2 µm
Blocs	conglomérats graviers	sables grossiers	sables moyens	sables fins	limons grossiers	limons fins		argiles

Le tamisage proprement dit est effectué sur une série de 19 tamis, à module AFNOR, où le diamètre des mailles est en progression géométrique de raison $10^{\frac{1}{10}}$. On considère comme valeur des ouvertures, les diagonales réelles des mailles des tamis.

La quantité de matériel sableux tamisé après lavage est de 200 à 300 g. Dans les calculs, cette quantité de matériel qui représente la fraction sableuse du sédiment brut est ramenée à 100%.

Des courbes cumulatives semi-logarithmiques et des histogrammes de fréquence sont construits à partir des pourcentages tirés des pesées.

L'abscisse-logarithmique est utilisée pour reporter les dimensions des ouvertures des tamis, l'ordonnée-arithmétique correspond aux pourcentages cumulés des refus de chaque tamis. Par convention, les éléments grossiers sont placés à gauche.

Nous avons observé différentes formes de courbes cumulatives. C'est pourquoi dans les résultats, en première approche, et pour chaque échantillon nous définissons un type de courbe en même temps que nous donnons des résultats d'analyses. Après examen de l'ensemble des courbes, et suivant la convention la plus couramment employée, nous avons reconnu 5 types de courbes cumulatives :

- 1) courbe linéaire ou logarithmique (bon équilibre des différentes fractions)
- 2) courbe sigmoïde
- 3) courbe hyperbolique : Prédominance des parties fines (le faciès hyperbolique étant très évolué vers les fins)
- 4) courbe parabolique : prédominance des parties grossières
- 5) courbe complexe : qui n'entre pas dans l'une de ces catégories, on y reconnaît souvent une partie linéaire vers les particules grossières et une partie sigmoïde vers les particules fines.

Les résultats des analyses granulométriques se présentent en définitive sous la forme de tableaux de nombres, généralement accompagnés de courbes, représentant les pourcentages cumulatifs de masse en fonction des logarithmes des dimensions des particules. On se trouve en présence du problème de classement et de corrélations difficiles à résoudre.

On a simplifié le problème par l'emploi de paramètres et d'indices granulométriques calculables à partir des données brutes d'analyses. Nous avons choisi dans notre étude un certain nombre de paramètres et d'indices qui représentent aussi bien que possible les granulométries réelles.

Sur ces courbes, certains paramètres dimensionnels ont été mesurés graphiquement sur l'axe des abscisses en fonction de pourcentages donnés. ce sont : la médiane, Md ; le 1er Quartile Q1 ; le 3ème quartile Q3 ; certains fractiles correspondant à des abscisses dont les ordonnées sont : 0%, 5%, 16%, 84%, 95%, et 100%.

Le choix de ces paramètres est influencé par les études statistiques sur les distributions, en particulier la loi de Gauss. A partir de 9 paramètres dimensionnels nous avons calculé les indices sédimentométriques qui sont apparus les plus intéressants dans le cadre de notre étude.

Pour calculer ces indices nous nous servons de machines calculatrices programmables Hewlet Packard et Texas 59. Les indices utilisés, pour la plupart tirés des travaux de FOLK, WARD (1957) et WEYDERT (1971, 1973) sont presque tous calculés en utilisant l'échelle des ϕ . Il faut donc transformer les valeurs des paramètres qui sont en millimètres en ϕ , à l'aide de table de conversion ou de calculs algébriques à moins que les conversions ne soient incluses dans le programme de calcul.

B - Commentaire et signification des principaux indices et coefficients utilisés.

FOLK et WARD (1957) WEYDERT (1971)

B 1. La taille moyenne T.M. : T.M. en $\phi = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3}$

C'est un paramètre commode pour classer les sédiments en se référant à une échelle de classification des matériaux meubles. Ce paramètre quantifie à la fois le domaine granulométrique (avec $\phi 50$) et la dispersion (avec l'intervalle $\phi 16 - \phi 84$). Du point de vue pratique, la taille moyenne quantifie l'estimation de la nature du sédiment que l'on a fait lors de la récolte (galets, graviers, sables, limons, argiles... ; description macroscopique des échantillons ou des coupes). Ce paramètre est sans doute l'un des plus significatifs sur le plan statistique puisqu'il inclue 68% de la distribution.

CODES	FRACTIONS THEORIQUES	LIMITES	
		mm	ϕ
MG	Mégablocs	9999	
TGB	Très gros bloc	1000	
GB	Gros bloc	500	
B	Bloc	200	-7,65
GT	Galets	20	-4,30
GL	Gravelle	10	-3,32
GV	Gravier	5	-2,32
GN	Granule	2,5	-1,32
SG	Sable grossier	1	0
SM	Sable moyen	0,5	+1
SF	Sable fin	0,25	+2
STF	Sable très fin	0,05	+4,32
SB	Sablon	0,02	+5,39
L	Limon	0,02	+9
A	Argile		

B 2. L'étalement dimensionnel : GT Rivière (1952).

$$GT \text{ en mm} = \log \frac{M0(\text{en mm})}{M100(\text{en mm})}$$

Cet indice tient compte de la particule la plus grande (M100) et la plus petite (M0 : 0 = zéro). Plus les valeurs de la particule la plus grande à la plus petite sont proches, plus les valeurs de GT sont faibles (sable dunaire). Cet indice a des valeurs élevées dans le cas de dépôts de grottes ou de dépôts morainiques.

Dans notre travail, les valeurs de l'étalement dimensionnel varient de 1,10 à 2,10. Nous avons arbitrairement défini une échelle des valeurs de l'étalement dimensionnel, au vu des résultats donnés par les analyses des sédiments étudiés. Ainsi le GT variant de 1,10 à 2,10 nous aurons :
 1,10 < GT < 1,40 GT faible ; les particules transportées ont la même taille l'énergie est constante ; le régime hydrodynamique bien établi.
 1,40 < GT < 1,90 GT moyen ;
 1,90 < GT < 2,10 GT fort ; les particules ont des tailles différentes ; régime instable ; à la fois transport de grosses et petites particules ; régime hydrodynamique à compétence irrégulière ou mélange initial (Turbidites hétérogènes).

B 3 . Accuité des distributions : KG ou kurtosis : Folk et Ward (1957)

$$KG = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2,44 (\phi 75 - \phi 25)}$$

Comme le F_i , cet indice donne des renseignements sur le classement du sédiment ; on fait ici référence à la courbe de Gauss et les comparaisons se font à partir des histogrammes de fréquence. Plus les valeurs de cet indice sont fortes, plus l'histogramme de fréquence est pointu (mode acrokurtique). Nous avons choisi les variations de cet indice KG à partir d'une série de courbes théoriques (P. Weydert) :
 1,50 < KG : histogramme très aigu ; 1,10 < KG < 1,50 : histogramme aigu ;
 0,90 < KG < 1,10 : histogramme moyennement aigu ; 0,60 < KG < 0,90 : histogramme peu aigu ; KG < 0,60 : histogramme très peu aigu (diagramme plat leptokurtique).

B 4. Le classement : ϕ ou D ϕ (D.F.I.) de Krumbein (1936)

$$DFI \text{ (en } \phi) = \frac{\phi 75 - \phi 25}{2} \text{ peut remplacer utilement l'indice de Trask } IT = \sqrt{\frac{Q3}{Q1}}$$

Cet indice apprécie la pente de la partie centrale de la courbe cumulative semi-logarithmique. Plus celle-ci est redressée, plus le classement du sédiment est bon ; il a subi une évolution plus poussée. Plus les valeurs de DFI sont faibles plus le sédiment possède une compétence poussée vis à vis de l'agent de transport : eau, vent... Ce dernier entraîne de façon préférentielle, les particules qui ont une morphoscopie ou une taille bien précise : tri sélectif. Dans ce cas le sédiment est bien classé : dunes, ocres d'Apt... Nous avons défini une échelle des valeurs du "classement" à partir d'une série de courbes théoriques (P. Weydert). Le DFI des sédiments se répartit de la façon suivante : $0,10 < \text{DFI} < 0,20$: extrêmement bien classé ; $0,20 < \text{DFI} < 0,50$: très bien classé ; $0,50 < \text{DFI} < 1,0$: bien classé ; $1,0 < \text{DFI} < 2,0$: moyennement classé ; $2,0 < \text{DFI}$ non classé.

B 5. Le facteur hydrodynamique : FH

Ce facteur synthétise les valeurs des 2 indices précédents. $\text{FH} = \text{GK} - \text{DFI}$ (Weydert 1973). Cet indice caractérise l'aptitude au transport. Un FH positif caractérise un sédiment en cours de transport par les eaux, le vent, ou des dépôts qui, si ces agents agissent, seront entraînés préférentiellement. Un sédiment remis difficilement en mouvement, montre une FH négatif (coulées sous-marines, turbidités, éboulis, prismes littoraux, coulées de solifluxion, et sables retenus par les herbiers).

Nous avons arbitrairement défini une échelle des valeurs du facteur hydrodynamique au vu des résultats donnés par les analyses des sédiments étudiés. Le FH variant de $-1,85$ à $+3,85$; les sédiments dont $\text{FH} < -1,0$ mise en mouvement très difficile (MM - T.D)

Peu aptes au transport :

$-1,0 < \text{FH} < -0,3$ mise en mouvement difficile (MM - D)

$-0,3 < \text{FH} < 0$ mise en mouvement moyennement difficile (MM - MD)

Aptes au transport :

$0 < \text{FH} < 0,6$ bien entraîné (B - En)

$0,6 < \text{FH} < 1,50$ préférentiellement entraîné (PR - En)

$1,50 < \text{FH}$ très préférentiellement entraîné (TPR - En)

B 6. Le triage T ou "standard déviation" : Folk et Ward (1957)

$$T = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

Du fait qu'il utilise les valeurs 5 et 95%, cet indice permet d'apprécier le rôle et l'importance de la fraction grossière ou de la fraction fine sur l'ensemble de l'échantillon.

Comme pour DFI plus les valeurs de T sont faibles, plus le sédiment est considéré comme bien trié. (L'exploitation des résultats doit toujours avoir lieu en même temps que ceux fournis par la symétrie). Les variations de l'indice de triage sont également tirées d'une série de courbes théoriques (P Weydert). Un sédiment dont : $T < 0,50$ extrêmement bien trié (EBT) ; $0,50 < T < 1,00$ très bien trié (TBT) ; $1,00 < T < 1,60$ bien trié (BT) ; $1,60 < T < 2,00$ moyennement trié (MT) ; $2,00 < T$ très moyennement trié (TMT)

B 7. La symétrie : SKI "SKWENESS" Folk et Ward (1957): c'est le coefficient d'asymétrie de la courbe de distribution

$$\text{SKI} = \frac{(\phi_{16} + \phi_{84}) - 2 \phi_{50}}{2 (\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_5 + \phi_{95}) - 2 \phi_{50}}{2 (\phi_{95} - \phi_5)}$$

La symétrie est positive si dans le sédiment il y a une prépondérance des éléments grossiers (haute énergie) : (biocoenoses, thanatocoenoses, voire lessivage). Elle est négative si les particules fines sont abondantes (moyenne ou basse énergie) (parfois tendance à l'envasement). Des valeurs proches de 0 montrent la symétrie de la courbe : la distribution se rapproche de celle de Gauss. Les variations de la symétrie découlent de l'analyse d'une série de courbes théoriques (P. Weydert). Les valeurs sont les suivantes : $\text{SKI} < -0,3$ asymétrie très négative AT- ; $-0,3 < \text{SKI} < -0,1$ asymétrie négative A- ; $-0,1 < \text{SKI} < 0,1$ symétrie S ; $0,1 < \text{SKI} < 0,5$ asymétrie positive A+ ; $0,5 < \text{SKI}$ asymétrie très positive. N.B. Il peut arriver que les données de la taille moyenne et du SKI soient contradictoires : en fait la symétrie se mesure par rapport à la taille moyenne et non dans l'absolu.

B 8. Avec ces indices, il nous est apparu intéressant d'utiliser d'autres coefficients.

a) Nous avons choisi l'écart type (σ) de la distribution, coefficient peu utilisé qui permet de caractériser partiellement les modalités de la distribution.

Calcul de l'écart type (σ) et du "refus moyen" (\bar{x}) :

Le "refus moyen" est la quantité moyenne théorique de sédiment

que l'on peut trouver dans chaque tamis. Etant donné que l'on travaille toujours à partir d'une quantité de sédiment égale à 100 g ou ramené à 100 g avec 19 tamis, le refus moyen \bar{x} est toujours de $\frac{100}{19} = 5,26$.

Si l'on a une distribution parfaitement linéaire (histogramme plat ; courbe linéaire) on retrouvera 5,26 g de sédiment dans chacun des tamis. On choisit cette moyenne qu'est le refus moyen (qui n'a rien à voir avec la taille moyenne et ne donne aucune information sur la taille moyenne du sédiment) pour pouvoir calculer l'écart type de la distribution.

La formule de l'écart type est la suivante :

$$\sigma = \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})^2}{N} \quad \begin{array}{l} x_i : \text{contenu en grammes de chaque} \\ \text{tamis} \\ \bar{x} : \text{refus moyen} \\ N : \text{nombre de tamis} \end{array}$$

L'écart type dans ce cas est un coefficient qui est chargé de montrer les variations de la quantité de sédiment dans chacun des tamis par rapport à la quantité moyenne de sédiment qu'il devrait y avoir dans chaque tamis si la distribution était linéaire.

Une distribution linéaire donnera un σ proche de 0. Il n'y a dans ce cas, 5,26 g de sédiment dans chaque tamis).

b) La variance est égale au carré de l'écart type :

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})^2}{N}$$

Comme dans le calcul de l'écart type, on analyse pour chaque tamis, la quantité réelle de sédiment par rapport au refus moyen.

$$\sigma^2 = \frac{(x_1 - \bar{x})^2 + (x_2 - \bar{x})^2 + \dots + (x_N - \bar{x})^2}{N}$$

La variance donne une idée de la dispersion des quantités réelles de sédiment par rapport au refus moyen.

- une variance nulle correspond à une courbe linéaire
- une variance très élevée correspond à une courbe très bien classée : c'est à dire qu'il y a une grosse différence de poids entre le refus moyen et le refus de l'un des tamis.

Dans les analyses nous avons donné les valeurs des variances, et des écart-types de tous les échantillons.

Dans les résultats et les interprétations pour des questions de convention, nous avons choisi d'utiliser davantage les écarts types des distributions (on évite ainsi les "gros" chiffres et l'emploi d'une échelle logarithmique).

B 9. On peut également calculer tous ces indices et coefficients suivant la méthode des moments statistiques. Cette méthode vise à appréhender l'information totale d'une distribution obtenue expérimentalement. On définit des paramètres et des indices calculés non plus à partir d'éléments graphiques construits empiriquement mais des expressions plus logiques calculées d'après la valeur globale des informations. La programmation des calculatrices permet d'assurer une rapidité opérationnelle rendant ces méthodes très concurrentielles. Il s'agit au départ de variations binaires liées par une fonction $y = f(x)$.

En granulométrie $y = \%$ et x est la dimension des particules ou leur log. ; On appelle moment d'ordre n en x , par rapport à la valeur de $x = 0$, l'intégrale définie par : $a_n = \frac{1}{100} \int_0^{100} x^n dy$.

Expression des moments statistiques : Soit un ensemble de valeurs statistiques x_i et leurs fréquences associées f_i . Soit N le total des fréquences cumulées. $N = \sum_{i=1}^K f_i$. Dans un pourcentage, on fait $N = 100$

1) Moments centrés sur une origine arbitraire :

soit la moyenne $\bar{x} : \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^K x_i \cdot f_i$ $n = 100 = \sum_{i=1}^K f_i$

- 1er moment : moyenne $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^K x_i f_i$

Si A est une origine arbitraire : on fait ici $A = 0$; (on peut donner à A toute autre valeur...)

- Pour les moments d'ordre $j : m'_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^K f_i (x_i - A)^j$

2) Calcul des moments statistiques centrés sur la moyenne : on a calculé les quatre premiers moments centrés autour de l'origine arbitraire A (ici $= 0$) soient : A (m'_1, m'_2, m'_3 et m'_4).

Calculons les moments centrés autour de la moyenne \bar{x} ainsi que les coefficients qui en découlent : $m_1 = x$; $m_2 = m'_2 - (m'_1)^2 = \text{variance de la distribution ou } \sigma^2$; $m_3 = m'_3 - 3 m'_1 \cdot m'_2 + 2 (m'_1)^3$.

$$m_4 = m'_4 - 4 m'_1 \cdot m'_3 + 6 (m'_1)^2 \cdot m'_2 - 3 (m'_1)^4$$

On en tire les indices suivants : $\bar{x} = m_1$: moyenne ; $\sigma_x = (m_2)^{\frac{1}{2}}$: écart type ; $(\sigma_x)^2 = m_2$: variance ; $KG = \text{angulosité} = \frac{m_4}{(m_2)^2}$

Kurtosis ou acuité ou indice d'hétérométrie : $SK_i = \text{asymétrie} = \frac{m_3}{(m_2)^{\frac{3}{2}}}$

Procédure de calcul de la médiane :

taille moyenne de Folk : TMM $TM = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3}$ d'où le calcul de la médiane $\phi 50$

$$\phi 50 = 3 TM - \phi 16 - \phi 84$$

$$\phi 16 - \phi 84 \neq 2\sigma$$

$$\text{d'où } \phi 50 = 3 TM - 2\sigma$$

$$\text{médiane} \neq 3 m_1 - 2\sigma$$

On peut calculer d'autres données essentielles :

D ϕ classement : $\frac{\phi 75 - \phi 25}{2}$ obtenu sur courbes cumulatives de fréquences ;
ou indice de Trask $= \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$

D'où FH ou indice hydrodynamique de Weydert : $FH = KG - D \phi$; $FH = \frac{m_4}{(m_2)^2 - D \phi}$

Application de l'analyse des moments statistiques : Les "estimateurs"

Les plus courants sont la moyenne, la variance et l'écart type. On peut ainsi préciser les mécanismes de dépôts, la composition de plusieurs assemblages après une analyse pondérale (en % par ex.) des constituants, l'identification de domaines distincts, rapports entre échantillons, etc...

étalonnages. Dans le cas qui nous intéresse, nous avons choisi les estimateurs SKi et σ .

III.2.4. Granulométrie des grès.

A - Mode opératoire du tamisage virtuel en plaques minces.

Nous disposons d'un oculaire gradué dont on a étalonné la graduation au moyen d'un micromètre. En l'occurrence, une division de la graduation correspond à 49,5 microns, pour tous les comptages effectués sur les lames minces proposées. Nous nous sommes limités arbitrairement et volontairement à l'examen de 30 classes granulométriques de 0 à 1500 μm (avec un pas de 50 μm). Nous n'avons pas tenu compte des grains dont la taille est supérieure à 1500 μm parce que dans ce cas la disproportion entre la surface apparente des grains de cette taille est trop importante par rapport à celle des grains les plus petits. Les grains sont ainsi comptabilisés par classes en fonction du nombre de graduations qu'ils occupent : 1, 2, 3... n graduations du micromètre oculaire. Ils sont supposés de section circulaire. Leur diamètre moyen dans chaque classe est le suivant :

Classe	1	de	0	à	50	microns - diamètre moyen	25	microns
	2		50		100	"	75	"
	3		100		150		125	
	4		150		200		175	
	5		200		250		225	
	6		250		300		275	
	7		300		350		325	
	8		350		400		375	
	9		400		450		425	
	10		450		500		475	
	11		500		550		525	
	12		550		600		575	
	13		600		650		625	
	14		650		700		675	
	15		700		750		725	
	16		750		800		775	
	17		800		850		825	
	18		850		900		875	
	19		900		950		925	
	20		950		1000		975	
	21		1000		1050		1025	
	22		1050		1100		1075	
	23		1100		1150		1125	
	24		1150		1200		1175	
	25		1200		1250		1225	
	26		1250		1300		1275	
	27		1300		1350		1325	
	28		1350		1400		1375	
	29		1400		1450		1425	
	30		1450		1500		1475	

N.B. Certaines granulométries ont été faites au granulomètre du laboratoire de pétrographie minière des Houillères du Nord-Pas de Calais. Cet appareil évalue par des différences d'interprétation de teinte, les dimensions des grains observés sous microscope. Suivant les tailles des grains, les coupures sont faites de 50 en 50 μm , de 100 en 100 microns ; ainsi dans un premier temps nous obtenons le nombre de grains contenus dans chaque classe. Pour avoir plus de précisions, nous avons également tenu compte de la surface élémentaire de chaque grain.

01 SEP. 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Cette surface nous est donnée par la formule : $s = \frac{d^2}{4}$

(d = diamètre des particules exprimé en microns) ou 10^{-3} mm. La surface élémentaire des grains de la classe 1 est par exemple :

$$s_1 = N_1 \frac{3,14 \times (25)^2}{4} = N_1 (0,04 \times 10^{-3}) \text{ mm}^2 \quad (N_1 \text{ étant le nombre de grains comptés dans la classe 1})$$

La surface totale des grains observés est la suivante : $S = S_1 + S_2 + \dots + S_N$

Exemple : un comptage effectué sur la lame n°7 a donné les résultats suivants :

1) nombre de grains dans chaque classe.

classe 1 : nbre de grains dont le diamètre est compris entre 0 et 50 μm :	40
classe 2 : " 50 100 μm :	41
classe 3 : " 100 110 μm :	69
classe 4 : " 150 200 μm :	36
classe 5 : " 200 250 μm :	10
classe 6 : " 250 300 μm :	5

2) surface élémentaire d'un grain :

$$\text{classe 1} = \frac{3,14 \times (25)^2}{4} = 0,04 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$$

$$\text{classe 2} = \frac{3,14 \times (75)^2}{4} = 0,44 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$$

$$\text{classe 3} = \frac{3,14 \times (125)^2}{4} = 1,22 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$$

$$\text{classe 4} = \frac{3,14 \times (175)^2}{4} = 2,44 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$$

$$\text{classe 5} = \frac{3,14 \times (225)^2}{4} = 3,97 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$$

$$\text{classe 6} = \frac{3,14 \times (275)^2}{4} = 5,93 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$$

3) la surface élémentaire totale des grains dans les classes étudiées

$$\begin{aligned} \text{est la suivante : } s_1 &= 40 \times 0,04 \cdot 10^{-3} = 1,60 \cdot 10^{-3} \\ s_2 &= 41 \times 0,44 \cdot 10^{-3} = 18,04 \cdot 10^{-3} \\ s_3 &= 69 \times 1,22 \cdot 10^{-3} = 84,18 \cdot 10^{-3} \\ s_4 &= 36 \times 2,44 \cdot 10^{-3} = 87,84 \cdot 10^{-3} \\ s_5 &= 10 \times 3,97 \cdot 10^{-3} = 39,70 \cdot 10^{-3} \\ s_6 &= 5 \times 5,93 \cdot 10^{-3} = 29,65 \cdot 10^{-3} \\ s &= 261,01 \cdot 10^{-3} \end{aligned}$$

Le rapport des surfaces obtenues entre les différentes classes est :

$$\begin{aligned} \frac{s_1}{s} &= \frac{1,60 \cdot 10^{-3}}{261,01 \cdot 10^{-3}} & \frac{s_2}{s} &= \frac{18,04 \cdot 10^{-3}}{261,01 \cdot 10^{-3}} & \frac{s_3}{s} &= \frac{84,18 \cdot 10^{-3}}{261,01 \cdot 10^{-3}} \\ \frac{s_4}{s} &= \frac{87,84 \cdot 10^{-3}}{261,01 \cdot 10^{-3}} & \frac{s_5}{s} &= \frac{39,70 \cdot 10^{-3}}{261,01 \cdot 10^{-3}} & \frac{s_6}{s} &= \frac{29,65 \cdot 10^{-3}}{261,01 \cdot 10^{-3}} \end{aligned}$$

Le tout est ramené à un pourcentage arrondi à l'unité la plus proche.

$$\text{classe 1} = \frac{s_1 \times 100}{s} = \frac{1,60 \times 100}{261,01} \approx 1 \%$$

$$\text{classe 2} = \frac{s_2 \times 100}{s} = \frac{18,04 \times 100}{261,01} \approx 7 \%$$

$$\text{classe 3} = \frac{s_3 \times 100}{s} = \frac{84,18 \times 100}{261,01} \approx 32 \%$$

$$\text{classe 4} = \frac{s_4 \times 100}{s} = \frac{87,84 \times 100}{261,01} \approx 34 \%$$

$$\text{classe 5} = \frac{s_5 \times 100}{s} = \frac{39,70 \times 100}{261,01} \approx 15 \%$$

$$\text{classe 6} = \frac{s_6 \times 100}{s} = \frac{29,65 \times 100}{261,01} \approx 11 \%$$

Ces résultats sont traduits sur un histogramme à coordonnées arithmétiques.

Réflexions sur la méthode :

Il est bien évident que : une telle méthode ne représente qu'un résultat statistique global. Les grains ne sont pas circulaires. La moyenne des classes n'est pas exactement la moyenne arithmétique entre la limite inférieure et la limite supérieure. Mais les erreurs étant toujours faites d'une façon identique, les résultats peuvent être comparés entre eux et les histogrammes peuvent indiquer une certaine physionomie plus parlante de la répartition des grains et du calibrage ou du remaniement d'un sédiment.

Nous donnons le tableau des surfaces élémentaires des grains dans les classes étudiées de 1 à 30.

classe	Diamètre moyen	surface en 10^{-2} mm ² ou microns	classe	Diamètre moyen	Surface en 10^{-3} mm ² ou microns
1	25	s1 = 0,04	16	775	s16 = 47,14
2	75	s2 = 0,44	17	825	s17 = 53,42
3	125	s3 = 1,22	18	875	s18 = 60,10
4	175	s4 = 2,44	19	925	s19 = 67,16
5	225	s5 = 3,97	20	975	s20 = 74,62
6	275	s6 = 5,93	21	1025	s21 = 82,47
7	325	s7 = 8,29	22	1075	s22 = 90,71
8	375	s8 = 11,03	23	1125	s23 = 99,35
9	425	s9 = 14,17	24	1175	s24 = 108,37
10	475	s10 = 17,71	25	1225	s25 = 117,79
11	525	s11 = 21,63	26	1275	s26 = 127,61
12	575	s12 = 24,95	27	1325	s27 = 137,81
13	625	s13 = 30,66	28	1375	s28 = 148,41
14	675	s14 = 35,76	29	1425	s29 = 159,40
15	725	s15 = 41,26	30	1475	s30 = 170,78

B - Construction des histogrammes : méthode granulométrique proprement dite.

Les histogrammes sont construits sur des axes orthonormés à coordonnées arithmétiques. On porte en abscisse les dimensions des particules de 0 à 1500 μ m (le pas est de 50 en 50 μ m ; on a donc 30 classes) et en ordonnée les % de ces particules dans chaque classe étudiée. Dans un premier temps pour avoir une meilleure précision nous avons distingué 30 classes granulométriques ; le "pas" étant de 50 microns. Puis pour des raisons de commodité d'interprétation nous avons dû "lisser" les histogrammes et ramener le "pas" tous les 100 microns. Nous avons ainsi distingué 15 classes granulométriques.

Pour comparer les échantillons, puis les résultats entre eux il nous est apparu intéressant, comme dans l'étude des granulométries des sables de rechercher les indices granulométriques les plus significatifs. En l'absence de courbes cumulatives granulométriques nous n'avions pas la possibilité d'utiliser tous les indices habituellement employés.

1 - A partir de l'histogramme seul, il est cependant possible de connaître la médiane du sédiment (Q2). Nous avons recherché les valeurs de Q2 par la méthode d'interpolation linéaire. Dans ce but, les pourcentages des classes de 50 microns en 50 microns nous ont été très utiles afin d'obtenir une meilleure précision. Pour cela, on recherche les bornes (l'une inférieure, l'autre supérieure) qui encadre les 50% de l'échantillon. Prenons par exemple l'histogramme correspondant à l'échantillon 114 :

- dans cet histogramme la borne inférieure totalise les 3 premiers "pas" 1% + 6% + 21% = 28%. Ces 28% correspondent à la borne inférieure, c'est-à-dire 150 microns.

- si l'on ajoute le % du "pas" suivant c'est-à-dire 30%, on atteint un pourcentage égal à 58%.

La borne supérieure est alors de 200 μ m ; on voit donc que le Q2 (50% du sédiment) est compris entre 150 microns et 200 microns. Pour calculer la valeur exacte de la médiane nous appliquons la formule de l'interpolation linéaire :

$$Q2 = \frac{(\text{intervalle en microns entre les 2 bornes})}{(\% \text{ borne sup.}) - (\% \text{ borne inf.})} \times (50\% - \% \text{ borne inf.}) + (\text{taille borne inf.})$$

Dans l'exemple que nous avons pris le calcul est le suivant :

$$Q2 = \frac{(200 \mu\text{m} - 150 \mu\text{m})}{(58\% - 28\%)} \times (50\% - 28\%) + 150 \mu\text{m}$$

$$Q2 = \frac{50}{30} 22 + 150$$

$$Q2 = (1,66) (22) + 150$$

$$Q2 = 36,52 + 150 = 186,52 = 187 \mu\text{m}$$

Ce chiffre est bien compris entre les bornes inférieures (150 μ m) et supérieures (200 μ m) Il représente la médiane (Q2) de l'échantillon analysé. Nous avons procédé de cette façon pour calculer toutes les valeurs des médianes (Q2) des échantillons étudiés. Nous avons automatisé le calcul par l'emploi d'un petit programme sur calculatrice Texas 51.

2 - D'autres indices granulométriques ont été recherchés. A la lumière des résultats apportés par l'étude de la granulométrie des sables il s'est avéré que l'écart type (σ) était un "bon" indice. Nous l'avons calculé ainsi que la variance (σ^2). Pour cela il nous fallait d'abord connaître la valeur de x. Dans le cas présent, et pour ce calcul, nous

avons "lissé" les histogrammes car la répartition de la taille des éléments était très grande et trop dispersée. Ainsi nous avons retenu 15 "pas" et regroupé les classes de 100 μm en 100 μm . Dans ce cas, nous considérons un \bar{x} qui est la moyenne théorique du pourcentage de sédiment de chaque "pas". \bar{x} représente donc le % moyen théorique de sédiment dans chaque pas. Nous le calculons : $\bar{x} = \frac{100 (\%)}{15 (\text{nb. de pas})} = 6,67$

L'écart type et la variance sont calculés suivant les mêmes formules et la même méthode que celles employées dans l'étude granulométrique des sables ; ce sont des coefficients qui montrent les variations du pourcentage de sédiment dans chacun des "pas" par rapport au pourcentage moyen (\bar{x}) de sédiment. La variance et l'écart type nous renseignent également sur la dispersion des pourcentages réels de sédiment par rapport au pourcentage moyen. (% du mode, lequel peut-être différent de la taille moyenne). Nous choisissons plutôt d'exploiter les résultats donnés par les valeurs de l'écart type parce qu'ils sont plus condensés.

3 - En tenant compte de la forme des histogrammes de fréquence, de la répartition et de l'amplitude des modes, nous avons défini arbitrairement une échelle des valeurs de l'écart type (σ) et de la médiane (Q2) au vu des résultats donnés par les analyses des sédiments étudiés.

a) Variations des valeurs de l'écart type (σ) :

* Lorsque σ est très élevé : supérieur à 12, tout sédiment est groupé entre 0 μm et 300 μm . Le sédiment très fin ; (Q2 < 150 μm) est réparti dans un petit nombre de classes granulométriques (sédiment très homogène)

* Pour des valeurs de σ comprises entre 10 et 12 le sédiment est fin. Les particules s'accumulent entre 100 μm et 400 μm (parfois 500 μm). Il y a très peu de particules très fines comprises entre 0 et 100 μm . Le sédiment est réparti dans un nombre restreint de classes granulométriques.

* Pour des valeurs de σ comprises entre 7 et 10 le sédiment est moyennement fin. Les particules se répartissent entre 100 et 700 μm . Il n'y a pratiquement pas de particules très fines ; le sédiment est réparti dans un nombre moyen de classes granulométriques.

* Pour les valeurs de σ comprises entre 5 et 7, les histogrammes de fréquence sont "étales" de façon relativement régulière dans presque tout le domaine d'investigation : de 0 à 100 μm et même parfois 1300 à 1500 μm . Les modes des histogrammes peuvent se répartir indistinctement vers

les particules fines, moyennes ou grossières. L'écart type ne permet pas de faire le discernement. Dans tous les cas le sédiment est réparti dans un grand nombre de classes granulométriques.

* Pour les valeurs de σ comprises entre 3 et 5, les histogrammes de fréquences sont très étales (de 0 à 1500 μm)

* Pour les valeurs de σ plus petites que 3, les histogrammes de fréquence sont très étales et l'absence de "mode" est caractéristique. Le sédiment est franchement très hétérogène. Dans ces deux derniers cas, la répartition du sédiment se fait suivant un très grand nombre de classes granulométriques.

Lorsque les particules grossières dominent, elles sont toujours accompagnées d'un cortège sédimentologique contenant des particules de taille fine et moyenne. Par contre un cortège sédimentologique très fin est classique sans la présence de particules moyennes ou grossières.

b) Variations des valeurs de la médiane (Q2) :

* Lorsque le Q2 est très fort : supérieur à 900 μm , le sédiment est très grossier ; les histogrammes de fréquence ont des modes localisés autour de 900 à 100 μm .

* Pour des valeurs de Q2 comprises entre 600 μm et 900 μm les histogrammes de fréquence sont plus étales que dans le cas précédent. Cependant la tendance "modale" s'accroît vers les particules grossières. Nous dirons que le sédiment est grossier.

* Pour des valeurs de Q2 comprises entre 300 et 600 μm le sédiment qualifié de "moyen" présente dans la plupart des cas des histogrammes de fréquence bien étales dans la partie moyenne du domaine d'investigation. La bimodalité des histogrammes peut conduire à des valeurs du Q2 dans cette catégorie. (sédiment dont les particules sont en majorités de taille moyenne).

* Pour des valeurs de Q2 comprises entre 150 μm et 300 μm le sédiment est fin. Le maximum de sédiment se situe dans la plupart des cas entre 300 et 500 μm .

* Lorsque le Q2 est inférieur à 150 μm , le sédiment est très fin. Les histogrammes de fréquence sont pratiquement localisés entre 0 et 300 μm . En conclusion, nous dirons que plus la médiane est grande et plus l'écart-type est faible plus le sédiment est grossier et vice versa. (cf tableau)

c) Nous pouvons regrouper sur un tableau les valeurs des écarts-types et des médianes afin d'y reporter nos observations :

Q2	σ	Remarques
très faible (Q2 < 150)	fort (12 < σ)	sédiment très fin très homogène : répartition du sédiment dans un petit nombre de classes granulométriques (de 0 à 300 μ m)
faible (150 < Q2 < 300)	fort 10 < σ < 12	sédiment fin : répartition dans un petit nombre de classes granulométriques (100 à 400 μ m)
Moyen (tendance assez faible) 300 < Q2 < 600	moyen 7 < σ < 10	sédiment moyennement fin : très peu de particules très fines à grossier. Répartition du sédiment dans un nombre moyen de classes granulométriques (100 à 700 μ m)
Moyen (tendance assez forte) 600 < Q2 < 900	faible 5 < σ < 7	sédiment moyen à grossier, très peu de fins : répartition du sédiment dans un grand nombre de classes granulométriques (0 à 1300 μ m)
Très fort 900 < Q2	très faible σ < 5	sédiment grossier à très grossier (très hétérogène, répartition du sédiment dans un très grand nombre de classes granulométriques de 0 à 1500 μ m)

III.2.5. Minéralogie - Pétrographie.

Les observations et les déterminations des roches et des cortèges minéralogiques ont été faites macroscopiquement sur le terrain et microscopiquement à l'échelle de la lame mince au laboratoire.

A - Méthode d'étude.

a) Les minéraux lourds de la fraction sableuse des échantillons ont été étudiés dans une fraction granulométrique comprise entre 0,315 mm et 0,050 mm. Pour chaque échantillon, la séparation des stocks de minéraux lourds est exécutée à l'aide d'un bain de bromoforme (densité = 2,87) ; une partie des stocks ainsi sélectionnée est montée sur lame de verre au baume du Canada puis étudiée au microscope polarisant. Nous n'avons pas effectué de comptages et nous avons limité nos observations à des inventaires minéralogiques.

b) Les autres minéraux sont également examinés au microscope polarisant : lorsque la roche est suffisamment dure pour permettre la taille, l'examen microscopique est effectué directement sur lame mince ; lorsque la roche est pulvérulente (cas le plus fréquent) une induration faite à l'aide de résine polymérisante permet d'examiner les minéraux dans les mêmes conditions que précédemment.

c) Pour compléter cette étude, nous avons prélevé dans le secteur de mazaugues un certain nombre de galets parmi les formations les plus grossières afin d'établir une comparaison entre les formations détritiques sédimentaires fines et les cortèges macroscopiques plus grossiers complémentaires. Ce secteur a été choisi plus particulièrement à cause de l'intérêt régional, minéralogique et pétrographique qu'il représente.

B - Inventaire minéralogique et pétrographique.

a) Au vu des résultats globaux nous avons considéré les roches suivantes :

1) roches quartzo-feldspathiques

plutoniques : granites, microgranites, pegmatites

volcanique : rhyolites

roches feldspathiques

diorites.

2) roches métamorphiques : gneiss, micaschistes, quartzites

3) roches sédimentaires :

* roches sédimentaires siliceuses :

terrigenes : grès quartzeux, quartzites, grès quartziques

non terrigenes : cherts (lydiennes, phanites) silex, chailles

* roches sédimentaires silico alumineuses :

grès arkoses

* roches sédimentaires carbonatées :

grès à ciment calcaire, calcaires argileux, dolomies

* concentrations métalliques :

minerais de fer (hématite, goéthite

bauxite

b) Les espèces minérales rencontrées sont les suivantes :

1) Les silicates :

* mésosilicates :

silicates d'alumine : les 3 polymorphes, andalousite, disthène et sillimanite

la staurotide, le chloritoïde

les grenats

le zircon

* sorosilicates : les épidotes

* cyclosilicates : les tourmalines (brune et bleue)

* inosilicates : les amphiboles : hornblende verte

* phyllosilicates : les micas : muscovite, biotite

les chlorites

les argilites : kaolinite, illite, grains glauconieux montmorillonites et argiles smectiques, interstratifiés 10.14S. et 14C.14S.

(Nous avons choisi le terme de "grains glauconieux" pour regrouper la glauconie et la chlorite car ces minéraux en petites pelotes vertes se différencient mal au microscope optique.)

* tectosilicates : le quartz

les feldspaths : alcalins (orthose, microline) perthites, plagioclases

2) Les minéraux non silicatés :

* sulfures : pyrite

* oxydes et hydroxydes de fer (magnétite, hématite, limonite) de titane (rutile) d'alumine (gibbsite, boehmite)

* carbonates : calcite, dolomite

sulfates : gypse

c) Pour chaque coupe nous avons regroupé les résultats sous forme d'un diagramme circulaire concernant les minéraux rencontrés y compris les minéraux lourds. L'abondance de chaque espèce minérale est reportée depuis le centre du diagramme (espèces rares, - de 10%) vers la périphérie (espèces abondantes + 20%), en passant par les espèces rencontrées plus communément (entre 10 et 20%)

C - Etude spécifique des zircons.

L'étude des populations de zircons complète celle des minéraux lourds. Elle peut se faire par l'examen de nombreux caractères : qualité des formes cristalline, couleur, groupements cristallins, phénomènes de croissance, zonage, noyaux, inclusions, statistiques dimensionnelles ; c'est essentiellement la méthode typologique établie par J.P. Pupin, et G. Turco que nous avons appliquée dans notre travail.

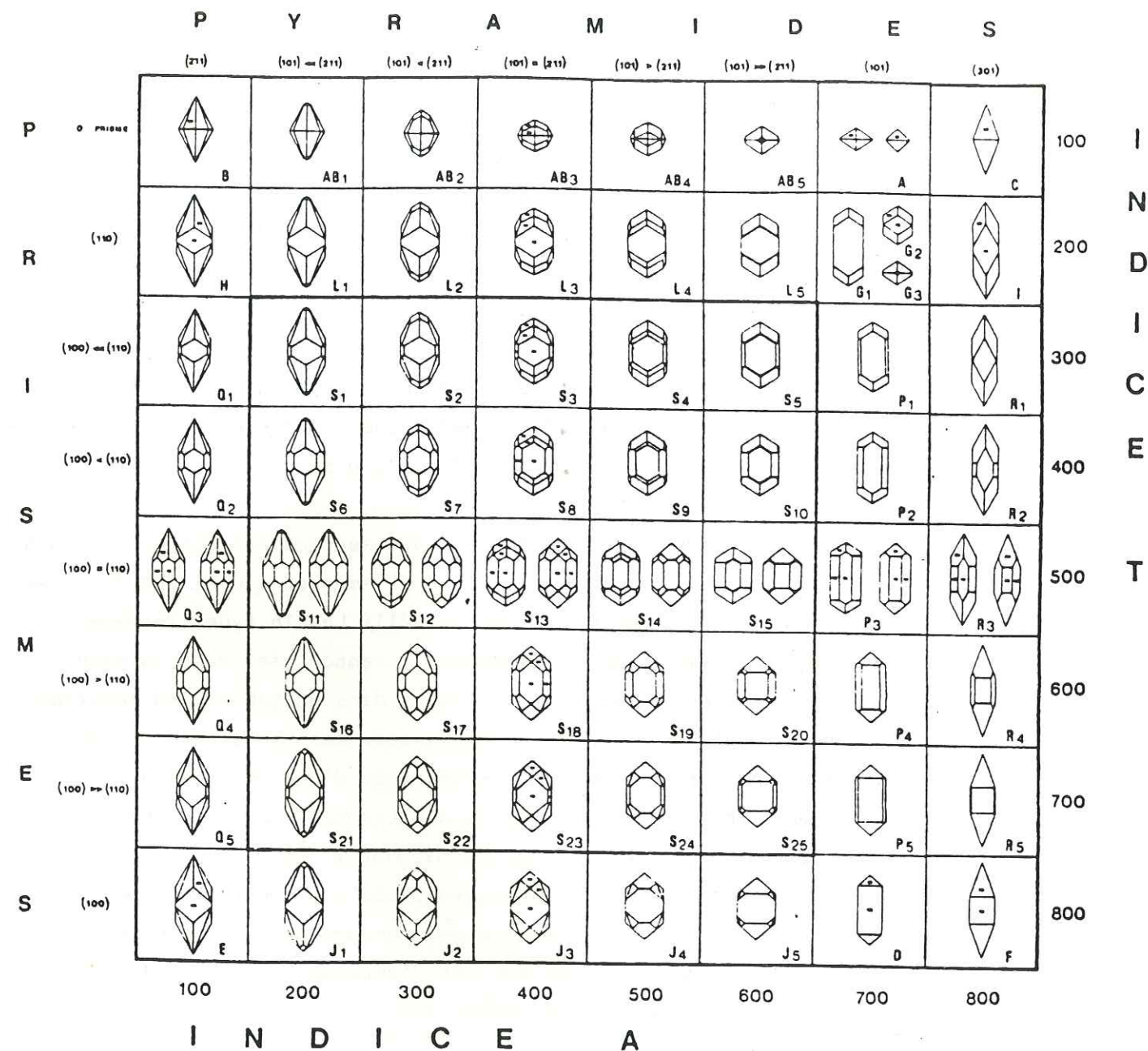
Il s'agit d'étudier les formes des zircons. Une bonne analyse n'est effectuée que sur des individus automorphes ou subautomorphes. (On ne peut indexer des zircons arrondis ou ovoïdes). Une classification en types et sous-types a été proposée par Pupin et Turco en 1972 selon la nature et le développement des faces prismatiques et pyramidales.

L'abondance des zircons appartenant à certains types a obligé les auteurs à créer des sous-types. Ainsi des roches différentes présentant des pourcentages identiques d'un même type de zircon peuvent être distinguées par la répartition de leurs sous-type.

Des types fondamentaux et des types secondaires ont été définis. Les types fondamentaux présentent 0, 1 ou 2 prismes et l'une des pyramides (101), (211) ou (301) ou la combinaison (101) + (211). Les 16 types fondamentaux correspondent aux formes les plus fréquentes rencontrées dans la nature et les 66 types et sous-types sont regroupés dans un tableau en fonction du développement relatif des faces composantes. Les types secondaires se déduisent des types principaux par l'adjonction d'une ou plusieurs pyramides supplémentaires. On atteint ainsi une trentaine de types dont huit seulement sont fréquents dans la nature (cf. p. 48 et 50).

Dans un premier temps, nous avons appliqué cette méthode, qui permet de connaître le nombre, puis le pourcentage de zircons de chaque type. Les résultats sont reportés sur les diagrammes (I.A., I.T.). Nous pouvons ainsi savoir les familles de roches qui ont fourni les zircons considérés.

* Pour des comparaisons plus précises, Pupin et Turco (1972 b) ont amenés à définir deux indices : (les indices A et T) ; les lettres A et T ont été choisies car elles correspondent aux facteurs du milieu de cristallisation qui paraissent exercer une influence majeure sur le développement relatif des pyramides (agpaïcité, alcalinité, acidité) et des prismes (températures) ; la température du milieu de cristallisation constituerait l'un des facteurs essentiels déterminant le développement relatif



Types et sous-types fondamentaux de la classification (J.P. Pupin et G. Turco, 1972a,

des prismes du zircon.

L'indice A correspondant au développement des faces pyramidales (notamment (211) et (101) plus accessoirement (301)

L'indice T correspondant au développement relatif des prismes ou à l'absence de ceux-ci.

$$* \text{ Une population sera définie par : } I.\bar{A}. = \frac{\sum_{IA=100}^{800} IA \times n_{I.A.}}{IA = 100}$$

où IA est l'indice correspondant à la colonne verticale envisagée (entre 100 et 800) et nIA le % de zircons automorphes et subautomorphes contenus dans cette colonne et appartenant à la population étudiée recalculée sur 100 ($\sum n_{IA} = 1$)

$$\text{et par } I.\bar{T}. = \frac{\sum_{IT=100}^{800} IT \times n_{I.T.}}{IT = 100}$$

où IT est l'indice correspondant à la colonne horizontale envisagée (entre 100 et 800) et nIT le % de zircons automorphes et subautomorphes contenus dans cette colonne et appartenant à la population étudiée recalculée sur 100 ($\sum n_{IT} = 1$)

Ces deux indices définissent donc la distribution moyenne d'une population homogène de zircons d'une même roche par un point de coordonnées (I.A., I.T.) dans un diagramme où peuvent en outre être représentés par leurs propres coordonnées (I.A., I.T.) les types principaux de la classification proposée.

Le point moyen de coordonnées (I.A., I.T.) peut donc être reporté dans le diagramme (I.A., I.T.) et il caractérise la population étudiée.

Dans un même diagramme, l'observation de ces points peut montrer la répartition des différents échantillons d'un massif ou d'une unité géologique.

La méthode typologique constitue ainsi la base la plus féconde pour obtenir des informations génétiques sur les roches hôtes.

- En domaine plutonique, les applications de la méthode sont nombreuses et portent notamment sur la pétrogenèse des termes considérés, leurs relations génétiques, l'origine de leurs enclaves (Pupin 1976).

Les résultats les plus intéressants obtenus sur les roches plutoniques concernent la pétrogenèse des δ (Pupin et Turco 1975b, Pupin et al. 1975, 1978, 1979 ; Pupin 1976, 1980) et sont les suivants :

		I N D I C E A							
		100	200	300	400	500	600	700	800
I N D I C E A	I 100	B	AB ₁	AB ₂	AB ₃	AB ₄	AB ₅	A AC ₁₋₃	C
	N 200	H	L ₁ LZ ₁ O ₁	L ₂ LZ ₂ O ₂	L ₃ LZ ₃ O ₃	L ₄ LZ ₄ O ₄	L ₅ LZ ₅ O ₅	G ₁₋₃ GZ M ₁₋₃	I
	D 300	Q ₁	S ₁ U ₁ V ₁ SZ ₁	S ₂ U ₂ V ₂ SZ ₂	S ₃ U ₃ V ₃ SZ ₃	S ₄ U ₄ V ₄ SZ ₄	S ₅ U ₅ V ₅ SZ ₅	P ₁ PZ ₁ T ₁₋₃	R ₁
	I 400	Q ₂	S ₆ U ₆ V ₆ SZ ₆	S ₇ U ₇ V ₇ SZ ₇	S ₈ U ₈ V ₈ SZ ₈	S ₉ U ₉ V ₉ SZ ₉	S ₁₀ U ₁₀ V ₁₀ SZ ₁₀	P ₂ PZ ₂ T ₄₋₆	R ₂
	C 500	Q ₃	S ₁₁ U ₁₁ V ₁₁ SZ ₁₁	S ₁₂ U ₁₂ V ₁₂ SZ ₁₂	S ₁₃ U ₁₃ V ₁₃ SZ ₁₃	S ₁₄ U ₁₄ V ₁₄ SZ ₁₄	S ₁₅ U ₁₅ V ₁₅ SZ ₁₅	P ₃ PZ ₃ T ₇₋₉	R ₃
	E 600	Q ₄	S ₁₆ U ₁₆ V ₁₆ SZ ₁₆	S ₁₇ U ₁₇ V ₁₇ SZ ₁₇	S ₁₈ U ₁₈ V ₁₈ SZ ₁₈	S ₁₉ U ₁₉ V ₁₉ SZ ₁₉	S ₂₀ U ₂₀ V ₂₀ SZ ₂₀	P ₄ PZ ₄ T ₁₀₋₁₂	R ₄
T	700	Q ₅	S ₂₁ U ₂₁ V ₂₁ SZ ₂₁	S ₂₂ U ₂₂ V ₂₂ SZ ₂₂	S ₂₃ U ₂₃ V ₂₃ SZ ₂₃	S ₂₄ U ₂₄ V ₂₄ SZ ₂₄	S ₂₅ U ₂₅ V ₂₅ SZ ₂₅	P ₅ PZ ₅ T ₁₃₋₁₅	R ₅
	800	E	J ₁ JZ ₁ N ₁	J ₂ JZ ₂ N ₂	J ₃ JZ ₃ N ₃	J ₄ JZ ₄ N ₄	J ₅ JZ ₅ N ₅	D DZ K ₁₋₃	F

- Position des types et sous-types fondamentaux et de quelques types et sous-types secondaires dans le diagramme (I.A, I.T). Pupin 1976

- Dans les diagrammes (I.A. I.T.) les populations de γ d'origine sialique ou essentiellement sialique (S) (leuco γ alumineux autochtones et intrusifs, monzo γ et granodiorites (sub)autochtones, monzo γ et granodiorites alumineux intrusifs) à indices A et T faibles s'opposent aux populations des γ d'origine mantélique (serie alcaline et tholéitique) (A) à indices \bar{A} et \bar{T} forts. Les hybrides d'origine sialique + mantélique (serie calco-alcaline (CA) et subalcaline (SA)) se placent en position intermédiaire entre les 2 pôles précédents.

- Dans le détail (Pupin 1980), le diagramme permet de différencier plusieurs types différents pour chacun des pôles pétrographiques communs (granodiorite, monzo-granite, granite alcalin...) (cf. p. 52).

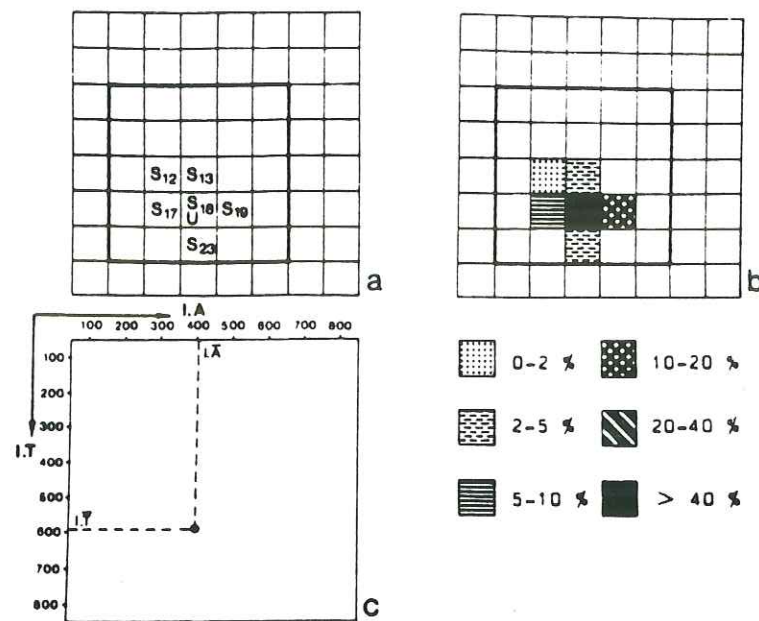
* En ce qui concerne les roches volcaniques, les populations de zircons ont été étudiées principalement dans les rhyolites dont la répartition est la suivante :

- rhyolite d'anatexie à faibles indices \bar{A} et \bar{T} (AN)
- rhyolite mantéliques (anorogéniques) alcalines à indices \bar{A} et \bar{T} forts (A)
- rhyolites calco-alcalines (orogéniques) d'hybridation croûte sialique et manteau à indices \bar{A} et \bar{T} moyens (CA)
- série calco-alcaline des volcans centraux (Griand et al. 1979)
- série alcalines faiblement potassiques évoluées sous fortes pression d'eau comme le Mont-Dore, la chaîne des Puys (Pupin 1983) ou le Cantal (Gagnol et Pupin 1984)

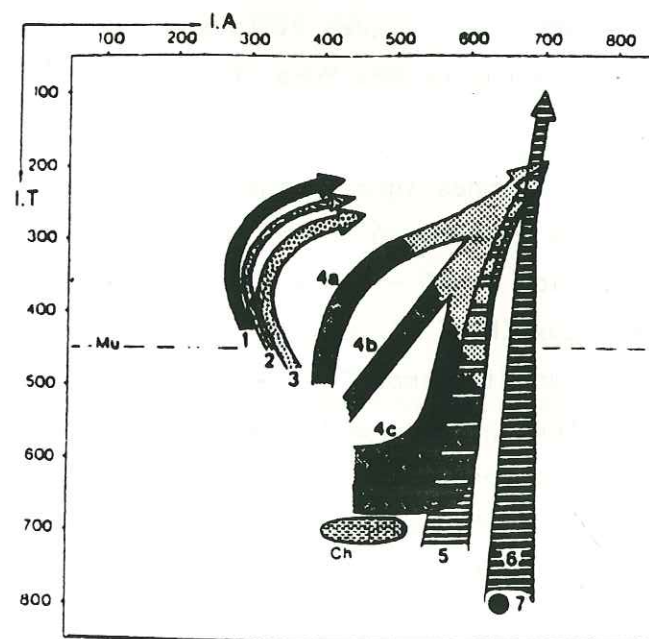
* Les roches cristallophylliennes (gneiss migmatitiques et anatexites) montrent des populations de zircons où l'indice T est assez faible (300 - 400) (t° de cristallisation = 650 - 700°). Ils occupent principalement l'aire des granites crustaux (M) (cf. p.52).

J.P. Pupin propose ainsi un diagramme (I.A, et I.T.) où sont reportées les distributions de quelques roches endogènes non granitiques. En fonction des résultats acquis et apportés par J.P. Pupin et certains chercheurs du laboratoire de Pétrologie-Minéralogie de Nice nous proposons un diagramme similaire dont la conception et les résultats sont exposés dans le chapitre "interprétation".

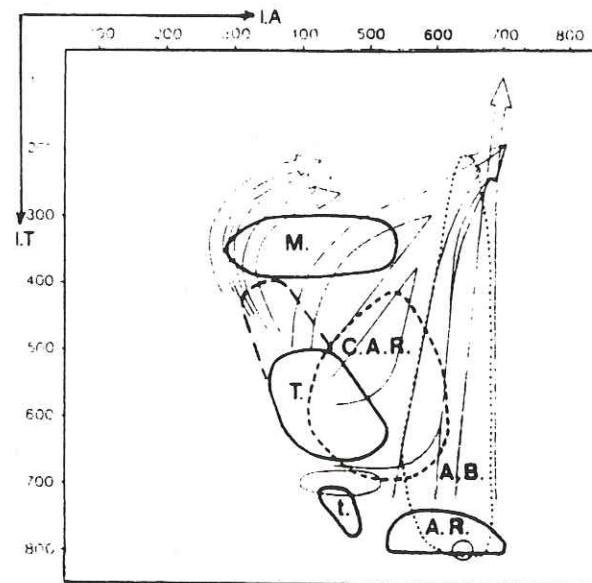
Exemple de calcul de l'indice I. \bar{A} . (éch. 1860) : On a le nombre de zircons de chaque catégorie : S3 (I), S8 (II), S12 (I), S14 (I), S18 (I), U18 (I), S20 (I), S22 (I), S23 (I), U23 (I), S24 (I), S25 (I), indéterminés (III).



Représentation d'une population théorique de zircons (voir texte) : position des sous-types rencontrés (a) et distribution typologique de la population avec indication des fréquences (b) ; point moyen (I.A., I.T.) de la même population dans le diagramme (I.A., I.T.) (c). Le cadre du type S est renforcé sur a et b. Pupin 1978



Distribution of mean points and mean T.E.T. of zircon populations from: Granites of crustal or mainly crustal origin: (1) aluminous leucogranites; (2) (sub)autochthonous monzogranites and granodiorites; (3) intrusive aluminous monzogranites and granodiorites. Granites of crustal+mantle origin, hybrid granites: (4a, b, c) calc-alkaline series granites (dark dotted area=granodiorites+monzogranites; clear dotted area=monzogranites+alkaline granites); (5) sub-alkaline series granites. Granites of mantle or mainly mantle origin: (6) alkaline series granites; (7) tholeiitic series granites. Mu, limit of the muscovite granites (I.T. < 450); Ch, magmatic charnockites area. Pupin 1980



Distribution of some non granitic groups of endogenous rocks: (A.B.) alkaline basalts with gem-quality zircons; (A.R.) alkaline series rhyolites from anorogenic complexes; (C.A.R.) calc-alkaline series rhyolites (orogenic); (M) migmatites; (T) trachyandesites; (7) tonalites. Pupin 1980

Pour le calcul du I.A., on classe les zircons dans les colonnes verticales. Par exemple dans la colonne 300 : S12 et S22 ; dans la colonne 400 : S3, S8, S18 + U18, S23 + U23 ; dans la colonne 500 : S14, S24 ; dans la colonne 600 : S20, S25 .

On calcule le pourcentage de chaque catégorie de zircons :

ici on a 16 zircons dont 13 déterminés (=100%)

Pourcentage de chaque catégorie de zircons :

pour 1 zircon : $\frac{100}{13} = 7,69\% = 0,075$

pour 2 zircons : $\frac{200}{13} = 15,38\% = 0,150$

pour 13 zircons : $\frac{1300}{13} = 100\% = 1$

Les catégories comprenant 1 zircon S3, S12, S14, S18, U18, S20, S22, S23, U23, S24, S25, représentent donc chacune 0,075 ; la catégorie S8 comprenant 2 zircons représentant 0,150.

IA = 300 (% S12 + % S22) + 400 (% S3 + % S8 + % S18 + % U18 + % S23 + % U23) + 500 (% S14 + % S24) + 600 (% S20 + % S25)

IA = 300 (0,075 x 2) + 400 (0,075 + 0,150 + 0,075 x 4) + 500 (0,075 x 2) + 600 (0,075 x 2)

IA = 45 + 204 + 75 + 90

IA = 414

Pour I.T. nous effectuons le même type de calcul.

Il suffit de reporter ces valeurs sur les diagrammes I.A., I.T. et d'obtenir ainsi un point représentatif de la population typologique moyenne.

D - Etude des grains de quartz au microscope électronique à balayage :

D1. Préparation des échantillons :

Dans le cas de roches meubles, un délitage dans l'eau accompagné parfois d'un traitement à l'acide chlorhydrique à froid dilué à 10% est suffisant.

Dans le cas de roches compactes, les échantillons sont attaqués par HCL à froid dilué à 20% ; on répète l'opération jusqu'à ce que le carbonate de calcium soit éliminé complètement.

Dans le cas des roches dolomitiques l'attaque avec HCL dilué à 30% se fait à chaud. Les échantillons sont ensuite rincés à l'eau courante puis dans l'eau distillée, ou déminéralisée, et enfin dans l'alcool. Le séchage s'effectue à l'air. On procède alors au tamisage des échantillons dans une fraction granulométrique comprise entre 200 et 500 μ m. En effet dans cet intervalle les cristaux donnent une bonne représentation des influences respectives des facteurs mécaniques et chimiques qui les ont affectés.

Pour les études morphoscopiques et exoscopiques, les cristaux de quartz sont triés avec un pinceau fin, soit dans une cuvette de tri à fond noir, soit sur le fond noir d'une diapositive périmée. L'examen morphoscopique se fait à l'aide d'une loupe binoculaire sur fond noir en utilisant un éclairage par réflexion à 45°. L'étude exoscopique se fait après métallisation des échantillons au microscope électronique à balayage. Les quartz nécessaires à l'examen endoscopique sont montés dans du baume de Canada entre lame et lamelle.

D2 - Reconnaissance de la forme des grains de quartz : morphométrie : La morphométrie est l'étude de la forme des grains de quartz détritiques. C'est un moyen accessoire et commode de quantifier des formes pour accéder à la connaissance des agents de transport ou à l'origine des grains de quartz.

1) Les quartz de socle : Dans ce travail, par convention, les quartz xénomorphes désignent des quartz du socle autres que ceux en provenance des rhyolites. Par extension, on utilise ce terme pour tous les quartz qui ne se présentent pas sous la forme bipyramidée ou pyramidée.

On distingue :

Les quartz de socle granitique (GR) pratiquement tous xénomorphes (automorphes très rares) ;

Les quartz de socle métamorphique (META), pratiquement tous xénomorphes (sauf exceptionnellement les quartz bipyramidés de filons ou de géodes).

Les quartz rhyolitiques (RHYO) : xénomorphes (95 à 98%) dans les rhyolites de l'Estérel ; automorphes à symétrie hexagonale dont les 2 pyramides sont accolées.

Dans le cas de l'Estérel, les ignimbrites rhyolitiques contiennent un petit nombre de quartz automorphes entiers (Q.A. RH = 4 à 8%). Un

faible pourcentage de Q.A. RH dans les sédiments analysés peut donc être significatif dans la composition du cortège quartzeux. On réservera le terme d'automorphe à ces seuls quartz rhyolitiques non fragmentés. Remarques : ces données ne concernent que les rhyolites de l'Estérel qui constituent actuellement le massif ignimbritique le plus proche du domaine d'étude ; ceci n'implique pas que les quartz rhyolitiques observés en sont originaires.

D3 - Reconnaissance de l'aspect de surface des grains de quartz Morphoscopie - Exoscopie.

D3.1 La morphoscopie associe l'étude de la forme et de l'aspect de surface des grains de quartz. Plusieurs auteurs ont proposé une description basée sur des caractères visibles à la loupe binoculaire sur fond noir : A. Cailleux et J. Tricart (1959) ; Une équipe du laboratoire de l'Institut de géographie de l'université de Strasbourg (1958) ; H. Kuenen et W.G. Perdok (1963) ; H.E. Schneider (1963).

On admet aujourd'hui qu'il existe 3 types principaux de grains de quartz :

- Les grains non usés : ils présentent des contours anguleux, conservent des portions de faces originelles du cristal et montrent des cassures d'amplitudes variables plus ou moins irrégulières. On divise les non usés en : non usés non évolués (arêtes vives) N.U.N.E. ; non usés légèrement évolués (arêtes et sommets légèrement arrondis) N.U.L.E.

- Les grains émousés luisants (E.L.) associent à leur contour émousé, voire arrondi, une surface d'un poli plus ou moins parfait.

- Les grains ronds mats (R.M.) sont habituellement plus sphériques que les grains précédents. Leur surface est dépolie et marquée de minuscules traces de choc en cupules. Ce dépoli entraîne une absence de transparence.

D3.2 L'exoscopie est la méthode d'étude des grains de quartz au microscope électronique à balayage (M.E.B.).

"L'exoscopie est fondée sur l'étude des caractères d'origine variée qui apparaissent à la surface des grains de quartz dans les divers environnements naturels. C'est la localisation et la morphologie de détail de ces caractères, la présence ou l'absence de microformes superficielles complémentaires qui permettent de définir le milieu où évoluent les grains étudiés". (L. Le Ribault, 1977)

La méthode exoscopique est actuellement parfaitement connue et maîtrisée, c'est pourquoi nous nous contenterons de citer les principaux caractères superficiels des grains de quartz, sans entrer dans le détail, renvoyant le lecteur pour de plus amples renseignements aux travaux de L. Le Ribault.

D3.3 Classification des caractères superficiels des grains de quartz :

a) Le relief : on explore les parties les plus caractéristiques de la morphologie de chaque quartz : les sommets, les dépressions, les faces planes.

b) Les principaux types de traces d'actions mécaniques : les grandes cassures conchoïdales et figures de cisaillement, les figures de frottement, les cupules, les croissants, les V de choc, les traces de broyage.

c) Les caractères d'origine chimique : les surfaces protégées sont dépourvues de dépôts ou de figures de dissolution, l'influence de la dissolution : écailles siliceuses concaves, réseaux de dissolution anastomosés, figures de dissolution. Caractères dus aux phénomènes de précipitations de la silice : globules siliceux, écailles siliceuses convexes, pellicules siliceuses, fleurs de silice, néogénèses.

D3.4 Classification des caractères superficiels des quartz dans les principaux environnements (d'après les travaux de L. Le Ribault)

a) Les quartz non évolués : ils sont dépourvus de traces de transport ou d'altération.

b) Les quartz pédogénétiques : ils sont marqués par l'apparition de caractères superficiels phénomorphiques résultant d'actions chimiques.

- Horizons pédogénétiques où la silice est dissoute : desquamation progressive de la surface du grain en plaquettes, écailles ; desquamation plus poussée dans les dépressions et leurs abords ; figures de dissolution (corrosion active), dans les dépressions où circulent les solutions sous-saturées en silice dissoute et riches en éléments dissolvants ; surface protégée, dépourvue de trace de dissolution entre 2 grains de quartz voisins ; bactéries et micro-organismes pouvant être trouvés sur les arêtes, les surfaces planes et dans les dépressions.

- Horizons pédogénétiques où s'accumule la silice : aucune trace de choc fraîche ou d'un transport récent ; surface protégée au contact des

grains évoluant dans un environnement où ils ne sont pas brassés ; bactéries fréquentes sur les arêtes, les faces planes et dans les dépressions du grain ; formation de globules siliceux par précipitation de la silice aboutissant à la formation d'écailles convexes. (sur les arêtes et surfaces planes) ; pellicule d'altération normale ou en coulée provoquée par l'accumulation progressive des globules siliceux ; les "fleurs" de silice qui se forment par précipitation et cristallisation lente de la silice.

c) Les quartz diagénétiques

d) Les quartz glaciaires

e) Les quartz éoliens : forme très arrondie bien évoluée, aspect de surface mat. Ce sont les "rond-mats" de A. Cailleux ; la morphologie des traces de choc varie en fonction de la violence de l'éolisation : V de choc dans les milieux éoliens de basse énergie ; croissants de choc dans les milieux éoliens de moyenne énergie (la taille des V de choc augmente également) ; cupules de choc pouvant atteindre un diamètre égal au tiers de celui du grain, provoquant parfois sa fracturation. Elles indiquent un milieu de haute énergie, V et croissant de choc sont de grande amplitude. Ces caractères conduisent à l'amorphisation mécanique de la superficie des grains ; les traces de choc s'orientent selon l'axe d'allongement du grain.

f) Les quartz désertiques (de climat chaud) : pellicule écaillée se recouvrant toute la surface des grains constituée de fins éclats de quartz aux contours arrondis par la dissolution ; petits éclats de quartz frais arrachés à la surface du grain ; forte densité de traces de choc éoliennes (V croissants cupules) se devinant sous la pellicule.

g) Les quartz des milieux continentaux aquatiques :

Les quartz torrentiels : traces de choc à gradient de polissage sur le sommet des grains (V de grande taille et cupules de choc) ; sommets et faces planes du grain exempts de dépôts siliceux.

Les quartz fluviaux : traces de choc à gradient de polissage de taille inférieure à celle observée sur les quartz torrentiels (les V dominant/avec cupules) ; précipitation de silice (globules) sur les faces planes, dans les dépressions et à proximité des sommets des grains. La coalescence des globules donne des écailles convexes ; les dépôts siliceux (globules et écailles convexes) piègent des débris organiques et minéraux ; des petits cristaux de néogénèse abrités dans les dépressions subsistent parfois à l'abri des chocs.

h) Les quartz des milieux continentaux aquatiques de basse énergie

i) Les quartz marins :

Les quartz infratidaux : disparition des fleurs de silice les moins bien cristallisées ; décapage progressif de la zone superficielle amorphisée par une action antérieure d'origine mécanique ou chimique ; la surface des grains se polit pendant que s'émoussent les reliefs ; attaque de la zone amorphisée et apparition progressive d'un réseau de dissolution anastomosé ; après disparition complète de la zone de transition, formation de figures de dissolution géométrique, caractéristiques de l'attaque de l'édifice cristallin.

Les quartz du plateau continental :

de 0 à 30 m de profondeur : petits V de choc à gradient de polissage ; dissolution rapide des zones de transition sur les arêtes et les faces planes des grains ; aspect propre de la surface des quartz dû à l'absence de dépôts siliceux.

de 30m à 200 m de profondeur : aucune trace de choc récente ; abondance des réseaux de dissolution anastomosés.

j) Les quartz des nappes de maêrl

k) Les quartz transportés par les courants de turbidité

l) Les quartz de la plaine abyssale

m) Les quartz littoraux :

Les quartz intertidaux : c'est l'alternance d'émersions et d'immersions qui détermine la phénomorphie des grains intertidaux. Disparition du voile siliceux, dissolution rapide des fleurs de silice qui sont les moins bien cristallisées. Après la disparition très rapide de la zone de transition se forment des figures de dissolution géométriques sur les sommets puis les faces planes des grains ; traces de choc à gradient de polissage bien marqué ; dépôts siliceux en globules et en écailles convexes localisés aux dépressions des grains.

Les quartz des basses mers de vives eaux : écailles, globules et diatomées montrent l'influence de la dissolution par leur aspect diffus et flou.

Les quartz de hautes plages : caractères des quartz provenant de la zone intertidale ; fleurs de silice se formant entre deux immersions ; présence de bactéries à la surface des quartz.

Les quartz des dunes littorales : nombreuses traces de choc éoliennes à contours anguleux superposées aux caractères phénomorphiques acquis par les grains de quartz lors de leurs évolutions antérieures intertidales et sur la haute plage.

n) Les quartz deltaïques - Ubiquité des influences fluviatiles :

Les parties émergées de la plaine deltaïque :

Les quartz présentent les caractères donnés par un transport sur le lit d'un cours d'eau de moyenne énergie : traces de choc à gradient de polissage avec V de choc dominants ; globules siliceux et écailles convexes sur les faces planes, dans les dépressions et près des sommets ; piégeage éventuel de diatomées par ces dépôts siliceux ; petits cristaux de quartz de néogénèse dans les dépressions.

Postérieurement à ce transport de type fluviatile, l'émersion des grains de quartz à la suite de leur dépôt parmi les alluvions émergées du delta leur confère un aspect particulier : dépôt siliceux en épaisse pellicule sur les arêtes et les faces planes des grains qui en cristallisant donneront des néogénèses de quartz ; fleurs de silice ; Les dépôts siliceux (globules, écailles convexes, pellicules, néogénèses et fleurs) sont d'autant plus épais que les grains sont plus éloignés des chenaux (source d'apport des sédiments fraîchement transportés)

Les marécages de la plaine deltaïque : nombreux globules siliceux et écailles formant des pellicules très épaisses (surface plane surtout) ; néogénèses de quartz dans les dépressions et les faces planes ; traces de choc héritées d'évolution antérieure recouvertes de dépôts siliceux ; des quartz d'origine marine sont mêlés aux grains d'origine fluviatile.

Les chenaux : lorsqu'on approche de la mer, les caractères phénomorphiques marins l'emportent de plus en plus sur les caractères fluviatiles.

Les chenaux de la plaine deltaïque :

Les influences fluviatiles de moyenne énergie sont essentielles. traces de choc (V) à gradient de polissage sur les arêtes ; globules siliceux et écailles convexes sur les faces planes et les dépressions.

Parmi les grains purement fluviatiles, on note la présence de quartz porteurs de néogénèses deltaïques aux arêtes plus ou moins polies ;

Les périodes de crues provoquent un violent transport : traces de V de choc (V, cupules) de grande taille à gradient de polissage peu

marqué ; dissolution des dépôts siliceux (globules et écailles convexes) hérité de l'évolution fluviatile antérieure; lors du retour au calme, la silice précipite à nouveau.

Les chenaux à la limite amont des influences marines : on retrouve les néogénèses deltaïques et certains caractères fluviatiles (traces de choc à gradient de polissage, restes de dépôts siliceux en écailles ou en globules) ; apparition progressive de surfaces propres, et disparition des dépôts siliceux.

Les chenaux à leur débouché sur la mer :

Les caractères marins s'accroissent : disparition des globules et écailles convexes ; figures de dissolution géométriques sur les sommets bien polis ; quartz à néogénèse portant des traces de l'influence marine.

Les zones littorales sur le front du delta : les quartz présentent des caractères semblables à ceux que l'on observe sur les quartz littoraux. Seule l'origine des grains qui montrent une proportion variable de quartz d'origine fluviatile et de quartz néogénétiques indique la proximité d'un delta.

D4 - Reconnaissance des inclusions fluides des grains de quartz Endoscopie.

Les quartz au cours de leur croissance, puis pendant leur histoire géologique "emprisonnent" des témoins du milieu générateur dans lequel ils évoluent, dans des lacunes de cristallisation de forme très variable : ce sont les inclusions. Divers auteurs les ont étudiées : G. Deicha 1955 ; N.P. Ermakov 1965 ; R. Clocchiatti 1975.

* Ermakov (1965) a établi une classification des différentes inclusions rencontrées dans les minéraux en fonction de leur état physique et de leur composition chimique. Il distingue :

Les inclusions solides : aiguilles de rutile, paillettes de biotite, cristaux d'amphibole ou de zircons..., sont piégés mécaniquement par le minéral au cours de sa croissance et reflètent la nature des roches mères.

Les inclusions solidifiées ou vitreuses : gouttelettes de magma figées sous forme de verre (dans les minéraux volcaniques).

Les inclusions fluides :

Les inclusions liquides sont observées à l'intérieur des cristaux qui se forment dans les solutions aqueuses à pression et température

normale : quartz authigènes sédimentaires, gypse, calcite et autres minéraux des formations sédimentaires.

Les inclusions gazeuses (CO₂...) ou constituées d'un mélange liquide et gazeux parfois en suspension dans les solutions aqueuses. Ce sont les cristaux confinés à des faciès lithologiques légèrement métamorphiques, enrichis en matière organique qui en contiennent.

* G. Deicha (1955) montre que :

Les quartz éruptifs sont caractérisés par des lacunes à remplissage vitreux

Les quartz d'origine granitique par des inclusions fluides accompagnées de fines aiguilles de rutile.

Les quartz de granites hyper-alcalins contiennent des lacunes fluides à dépôts salins.

Les quartz des roches métamorphiques montrent une orientation préférentielle des inclusions post-génétiques.

III.2.6. Minéralogie de la fraction argileuse.

A - Méthode d'étude.

Les minéraux argileux ont été étudiés par diffraction de rayons X à l'aide d'un diffractomètre Philips 1010 muni d'une anticathode de cobalt. Les échantillons ont été préparés selon la méthode des agrégats orientés sur une fraction inférieure ou égale à 2 microns. Trois diagrammes ont été réalisés pour chaque échantillon :

Un premier diagramme caractérise l'échantillon brut qui n'a subi aucun traitement

Un deuxième diagramme concerne l'échantillon brut glycolé. La lame d'agrégats argileux orientés a été préalablement soumise à une atmosphère saturée de vapeurs d'éthylène-glycol, sous vide partiel, pendant 48 heures. Ce traitement a pour effet d'introduire des molécules de glycol entre les feuillettes des minéraux argileux dont l'espacement est variable : c'est en particulier le cas des minéraux dit "gonflants" : les smectites

Un troisième diagramme caractérise l'échantillon brut, après chauffage à 490°C pendant 2 heures. Ce traitement a pour but de détruire les minéraux argileux les plus fragiles et d'éliminer l'eau interfoliaire des minéraux à espacement variable.

B - Détermination des minéraux argileux.

La méthode de détermination mise au point par J. Lucas, T. Camez et G. Millot (1959), G. Brown (1961), G. Pedro (1965) consiste à comparer l'emplacement des pics de diffraction des différents minéraux argileux sur les échantillons bruts, traités à l'éthylène-glycol et chauffés à 490° C. Des estimations semi-quantitatives ont été réalisées à partir des diagrammes. Les pics sont mesurés à partir du fond continu sur les diagrammes de l'échantillon glycolé. La somme de leurs valeurs est ramenée à 10. (certaines espèces minérales sont présentes mais à l'état de traces, en quantité non chiffrable). Ainsi est attribuée aux espèces minérales présentes une valeur qui est fonction de leur cristallinité. D'une façon générale nous diminuons de moitié la valeur mesurée pour la kaolinite, car ce minéral, mieux cristallisé donne toujours aux rayons X une réponse plus importante que les autres minéraux.

Dans les tableaux, nous avons attribué arbitrairement une couleur à chacun des minéraux argileux :

vert : illite ; violet : minéraux interstratifiés (M.L. = Mixed Layer) ; bleu : smectite ; rouge : kaolinite.

L'ordre précédant est respecté dans tous les tableaux depuis l'illite vers la kaolinite (de gauche à droite et par convention) ; une gradation des minéraux d'origine détritique vers les minéraux d'origine chimique est ainsi représentée.

Par convention nous faisons précéder de la lettre T les espèces minérales présentes mais à l'état de traces et en quantité non chiffrable. Les minéraux interstratifiés portés en abréviation sont les suivants : 10.14S(illite-smectites) 14C.14S. (chlorite-smectites)

C - Etude de certaines espèces minérales au microscope électronique à transmission.

Cette méthode a été utilisée pour préciser la forme des kaolinites, des smectites et surtout pour détecter la présence éventuelle de minéraux fibreux. L'échantillon est broyé, défloculé, dilué, dispersé (Buthylamine tertiaire) pipeté et déposé sur une grille recouverte d'un film de collodion selon la technique de beutelspacher et Van der Marel (1968) L'observation des minéraux est alors possible au M.E.T.

D - Analyses chimiques.

a) Quelques échantillons très riches en smectites ont fait l'objet d'analyses chimiques. Celles-ci ont été effectuées dans le laboratoire de sédimentologie et de géochimie de l'Université de Lille I afin de préciser l'origine et la formation des smectites. Les smectites ferrifères, sont les plus courantes et les plus abondantes ; elles sont héritées de sols et de paléosols. Les smectites magnésiennes, sont néoformées le plus souvent en pleine mer, et plus rarement en milieu confiné (lagune côtière par exemple). On ne les rencontre pas dans les domaines détritiques. Les analyses chimiques nous ont permis de préciser l'origine des smectites ; pour éviter les risques d'erreur, nous avons choisi des échantillons dont le cortège minéralogique est composé presque exclusivement de ces minéraux.

b) Pour compléter cette étude, d'autres analyses chimiques ont été effectuées ponctuellement sur des échantillons toujours très riches en smectites. Pour cela pour chaque échantillon nous avons prélevé une poudre fine de matière inférieure à 2 microns, nous l'avons déposée sur un plot de graphite afin d'éviter les risques d'erreur dus au support (habituellement en nickel) et nous avons effectué les mesures qualitatives et semi-quantitatives à l'aide d'une microanalyse ORTEC couplée au microscopie électronique à balayage.

c) Les résultats apportés par les 2 méthodes ne sont pas comparables entre eux, les méthodes de préparation et d'analyse étant très différentes. En effet, les analyses chimiques portent sur la fraction globale des sédiments tandis que les analyses à l'aide de la microanalyse sont très ponctuelles. Par ailleurs il faut signaler que pour isoler les smectites, nous avons dû décalcifier les échantillons : ceci explique les valeurs très faibles enregistrées en calcium dans les résultats semi-quantitatifs à la microanalyse au M.E.B. Enfin si l'analyse chimique nous renseigne sur la composition chimique totale et quantitative des sédiments, la microanalyse donne des informations semi quantitatives élémentaires ; nous avons considéré les éléments suivants : silicium, aluminium, fer, calcium, magnésium et potasium.

IV - RESULTATS DES ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES.

AVANT PROPOS

La stratigraphie générale du Crétacé supérieur marin de Provence, a été revue de façon très approfondie au cours de ces 15 dernières années.

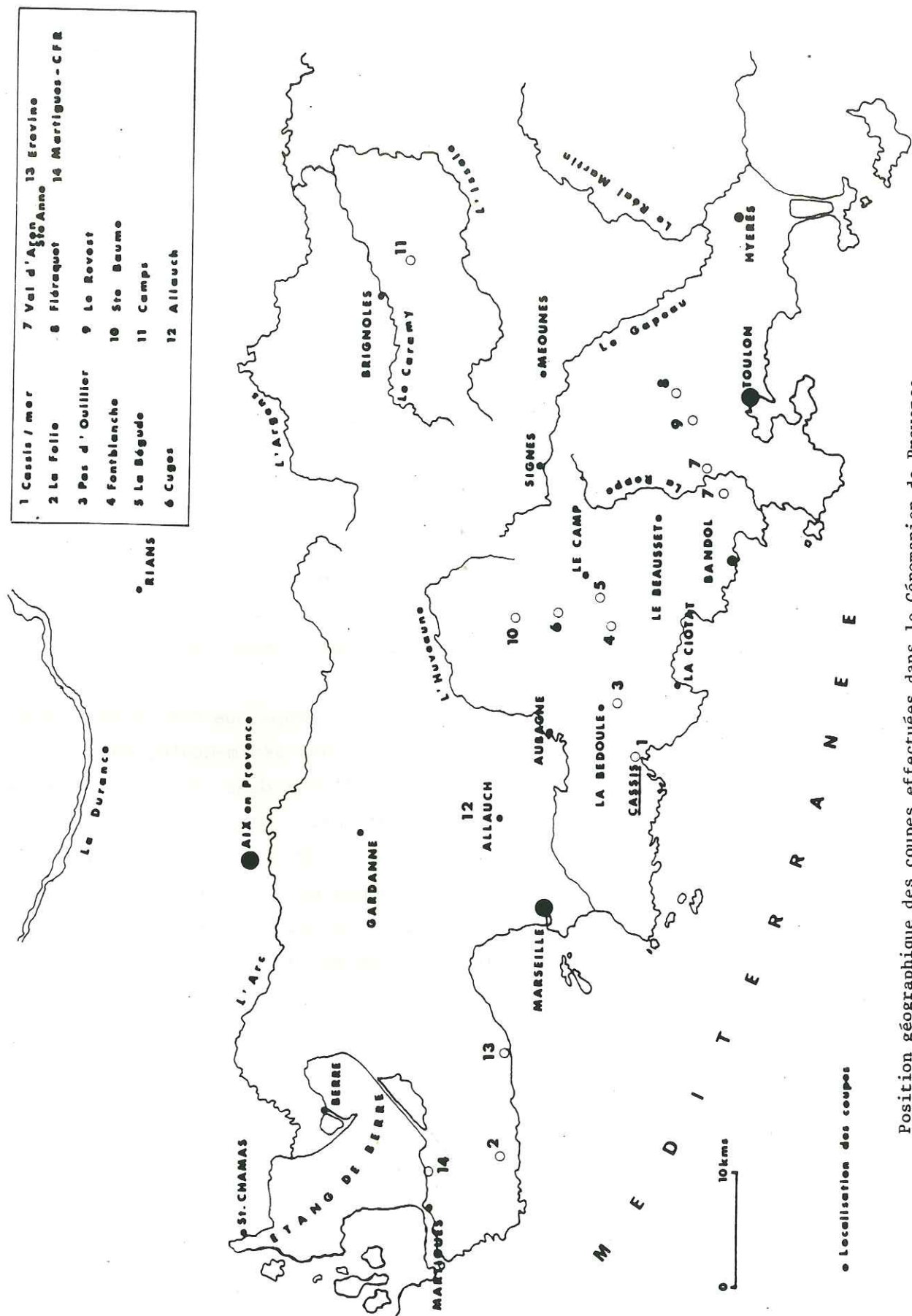
Après une première approche concernant les étages Cénomanien et Turonien (S. Fabre 1940) et une série de travaux sur le Sénonien inférieur (S. Fabre 1961, 1963), J. Philip présente en 1970, un synthèse basée pro-parte sur l'étude des formations à rudistes. En dehors des données chronostratigraphiques, les résultats acquis ont des implications paléo-écologiques et paléogéographiques importantes qui éclairent d'un jour nouveau l'évolution de la Provence à cette époque.

Récemment, J.F. Babinot (1980) et G. Tronchetti (1981) ont complété les données stratigraphiques de J. Philip grâce à l'établissement d'échelles biostratigraphiques fondées respectivement sur les ostracodes et sur les Foraminifères.

Ainsi est élaboré un canevas stratigraphique précis sur lequel, il a été aisé de s'appuyer pour nos recherches sédimentologiques.

Les échantillons ont donc été prélevés dans les coupes étudiées par ces auteurs en utilisant leurs datations.

Afin d'éviter des développements trop longs ou des redites, j'ai jugé opportun de reprendre certaines coupes et/ou colonnes stratigraphiques publiées par J. Philip, J.F. Babinot et G. Tronchetti dans leurs thèses respectives et de réduire les exposés biostratigraphiques au strict minimum.



Position géographique des coupes effectuées dans le Cénoomanien de Provence.

IV.1. LE CENOMANIEN.

Au Cénoomanien il existe en Provence occidentale une dualité entre une zone de bassin méridionale à hypersédimentation terrigène, et une zone de plate-forme, septentrionale, à sédimentation de type carbonaté et lagunaire.

IV.1.1. Domaine de bassin.

Les milieux de bassin correspondent au domaine externe hors récifal (sensu J. Philip 1970) à sédimentation terrigène et de caractère circalittoral à bathyal.

IV.1.1.1. Coupe type de Cassis sur mer. plan directeur Aubagne 6 X = 860,2 Y = 106,5 (pointe des Lombards - anse Ste Magdeleine). Cette coupe se situe sur la bordure occidentale du synclinal du Beausset et se caractérise par une sédimentation terrigène importante où dominent les formations marneuses à ammonites et foraminifères planctoniques.

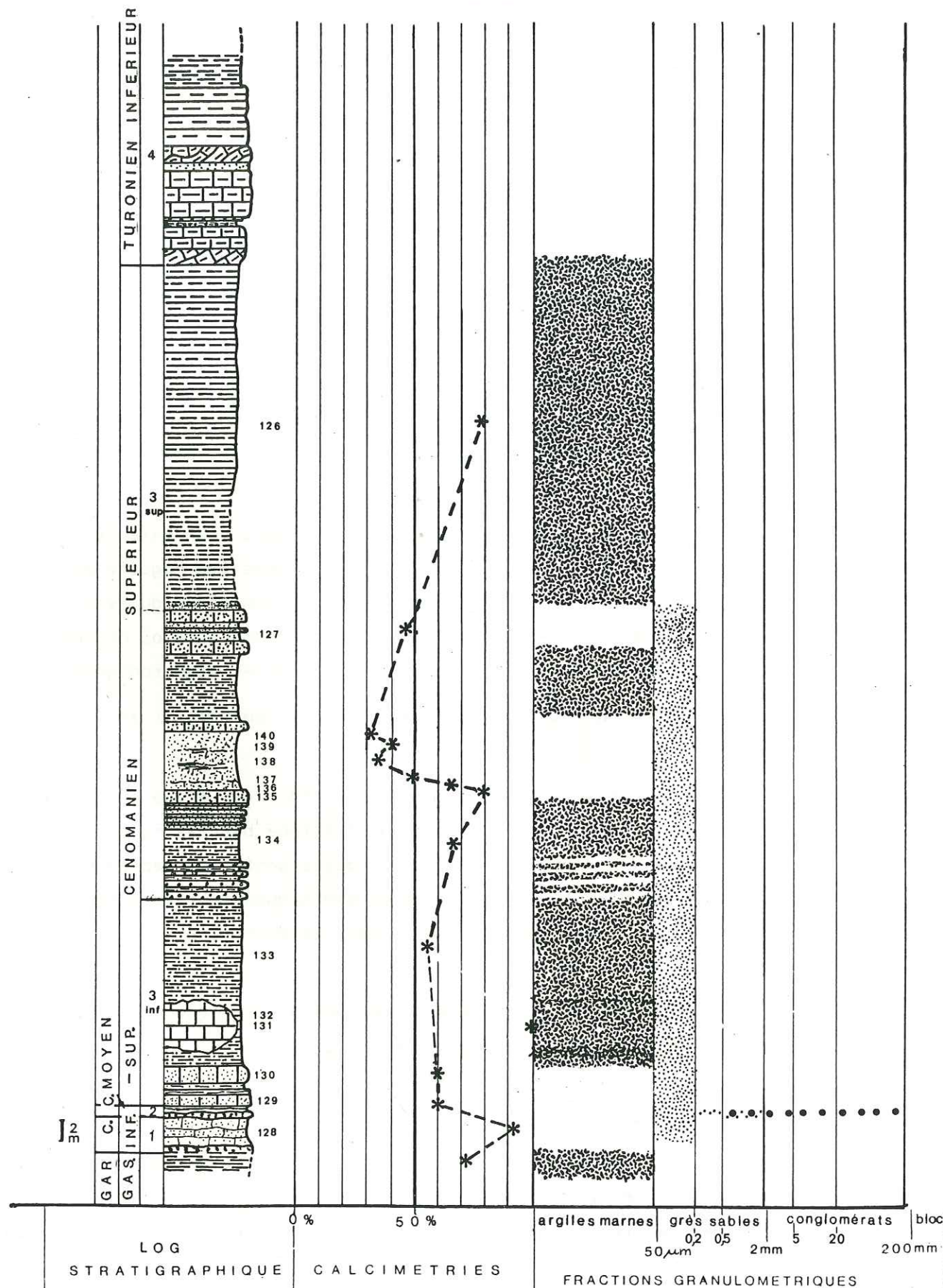
Dans ce secteur, le Cénoomanien est complet, il se subdivise de la façon suivante :

1) Calcaire gréseux "du château" (3 - 4m) d'âge vraconien (?) à cénoomanien inférieur. Il s'agit d'un packstone bioclastique à quartz (8% de quartz et 92% de Ca CO₃). Les bioclastes sont représentés par une abondante microfaune de foraminifères benthiques agglutinants (Textulaires) ainsi que des algues rouges Mélobésiées, et de nombreux débris d'échinodermes. La matrice est micritique.

2) Lits conglomératiques (0,30m) à encroûtements ferrugineux riches en faune (ammonites, gastropodes...) dits du "banc des lombards" ; ils représentent un niveau de condensation du Cénoomanien inférieur et moyen supérieur.

3) Formations de l'anse Ste Magdeleine. Elles sont subdivisées en 2 ensembles principaux : un ensemble inférieur marno-sableux et gréseux (20m environ) représenté par une packstone gréseux à matrice micritique

CASSIS



(40% de quartz - 60% de CaCO₃) est daté par les ammonites et les foraminifères planctoniques du Cénomanien supérieur (partie inférieure). On observe dans cet ensemble l'intercalation de brèches et olistolithes ; ce sont des éléments allochtones d'âge cénomanien moyen (J. Philip 1970) (100% de CaCO₃). L'ensemble supérieur est caractérisé par des rythmes de calcaires gréseux en plaquettes (packstone bioclastique à quartz et matrice micritique 66% de CaCO₃) et de marnes sableuses (grès à ciment microsparitique 30% de CaCO₃) se terminant par des marnes calcaires au fond de l'anse (50m environ). Le microfaciès des calcaires gréseux a montré une microfaune de foraminifères planctoniques qui permet de leur attribuer un âge cénomanien supérieur (partie supérieure) ; ces calcaires gréseux ont également livré des débris de lamellibranches et des foraminifères benthiques agglutinants (Textulaires).

4) Les formations de "la pointe Corton" (20m) matrice micritique (80% de CaCO₃) réalisant le passage entre le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur (G. Tronchetti 1970 - 1971). Ces calcaires marneux dans lesquels de fréquents litages ont été observés fournissent des foraminifères planctoniques et des débris de radiolaires. Les observations précédentes montrent que les teneurs en CaCO₃, assez élevées dans l'ensemble de l'échantillonnage (> 50%) augmentent de manière continue vers le sommet de la coupe. Ce résultat n'est certainement pas indépendant du développement de la plate-forme à partir du Cénomanien moyen. Les passées sableuses les plus pauvres en CaCO₃ s'individualisent dans l'ensemble 3 supérieur où elles déterminent de véritables chenaux détritiques au sein d'un ensemble à grande majorité carbonaté.

A - Granulométrie des sables. (fig. 7 et 14)

Les échantillons choisis sont représentatifs de l'ensemble détritique supérieur qui constitue l'unité de l'anse Ste Magdeleine ; il s'agit essentiellement de la fraction sableuse des marnes de la formation 3. La taille moyenne des sédiments est celle d'un sable fin ou d'un sable très fin. L'étalement dimensionnel est fort (5mm - 50 μm) : on note une grande différence de taille entre les plus grosses et les plus petites particules ; ceci laisse

supposer un régime hydrodynamique instable, à compétence irrégulière. Le sédiment est très bien classé (partie centrale de la courbe bien redressée). Les valeurs du Kurtosis (KG) sont fortes : l'histogramme de fréquence est très aigu. Le facteur hydrodynamique est positif : (dépôts facilement entraînés par l'agent de transport). Sédiment bien trié à très bien trié. L'asymétrie est très négative, les particules fines sont les plus abondantes. Les valeurs de l'écart type des distributions sont élevées : toujours plus grandes que 7. Les courbes sont de type complexe ; on note la présence d'un reliquat de grosses particules et un bon classement des particules fines.

B - Granulométrie des grés. (fig. 25)

Les analyses ont porté sur les formations gréseuses et calcaréo-gréseuses qui constituent en partie l'ensemble supérieur de l'anse de Ste Magdeleine. L'histogramme de fréquence nous montre que l'ensemble du sédiment est regroupé entre 0 et 300 μ m. La valeur de la médiane, inférieure à 150 μ m (Q2 = 138 μ m) montre qu'il s'agit d'un sédiment très fin. L'écart type ($\sigma = 16,49$) très élevé traduit un sédiment très homogène. Sur l'histogramme de fréquence, le mode localisé entre 100 et 200 μ m est très significatif puisqu'il totalise à lui seul 64% du sédiment.

C - Etude des quartz.

Les observations ont porté essentiellement sur la formation 1 dite des grés du château.

a) Morphoscopie : la fraction dominante est représentée par les quartz N.U.L.E. 95%, le reste (5%) étant constitué de quartz N.U.N.E.

b) Morphométrie, endoscopie : 80% des quartz sont de type granitique et 20% de type métamorphique. L'absence de forme propre (quartz xénomorphe) caractérise ces deux types de quartz. Il n'y a pas de quartz rhyolitique (absence de forme automorphe ou éclats avec inclusions vitreuses significatives).

c) Exoscopie : (planche Q2 : photo 6 et 8) Les quartz du Cénomanién inférieur de la coupe de Cassis sont peu évolués, ils présentent de nombreuses traces d'actions mécaniques (croissants et V de choc témoins d'un épisode éolien ancien) exploitées par la néogénèse deltaïque. L'aspect de surface bien poli et propre des quartz est probablement acquis dans des milieux marins (intertidaux et infratidaux).

D - Minéralogie des argiles. (fig.32)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : L'assemblage minéralogique est pratiquement identique dans tout le profil (formation 1, 2, 3) ; on note l'abondance presque exclusive des smectites ; les minéraux argileux qui l'accompagnent sont l'illite et la kaolinite en rare quantité ou à l'état de traces.

2) Analyses chimiques :

a) Analyses chimiques de la roche totale : Elles ont été effectuées sur les marnes sableuses de la formation n°3 (éch. 133) très riche en smectites (9/10). Les résultats montrent que ce sédiment est caractérisé par des pourcentages de CaCO₃ importants, la silice et le fer étant également bien représentés.

Echantillon : 133										Site : CASSIS/MER										
%									p. p. m.										%	
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	CaCO ₃	TOTAL
29,05	0,27	5,36	32,38	0,94	0,11	0,70	0,16	nd	695	79	166	13	22	20	40	6	35	140	57,78	94,37

b) des analyses semi-quantitatives élémentaires à l'aide de la microsonde couplée au M.E.B. ont été effectuées sur la fraction argileuse d'un échantillon ferrugineux appartenant au banc des Lombard ; elles ont donné les résultats suivants :

Echantillon : 133						Site : CASSIS/MER					
%											
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K						
18,6	10,5	68,2	0,5	0,6	1,6						

Ceux-ci rendent compte de la forte proportion de fer (goethite) dans l'échantillon considéré ; ce pourcentage représente certainement en grande partie le fer libre qui caractérise l'unité elle-même (Hard-ground ferrugineux du banc des lombards). Les pourcentages élevés de silice et l'alumine sont en partie à rapporter avec une partie du fer à la composition chimique des smectites analysées que l'on pourrait ranger dans ce cas dans la catégorie des smectites alumineuses.

3) Observation au M.E.T. : elles ont été effectuées sur les formations marno-sableuses très riches en smectites de la base de la formation n°3. Les particules de forme quelconque présentent un aspect diffus et floconneux attribué aux smectites.

E - Minéralogie (fig. 51 et 64)

1) Les "grès du Château" (formation n° 1) ont livré de nombreux quartz petits et anguleux et des grains glauconieux.

2) Les observations ont porté principalement sur les formations marno-sableuses de l'anse Ste Magdeleine (n°3) (Ensemble inférieur éch. 131, 132 et supérieur éch. 138, 139, 140).

a) Minéralogie

a.1. Minéraux lourds

disthène + : peu et en mauvais état (usés)

staurotide : bien colorée (+++) parfois cannelée (+)

zircon (+++) : toutes espèces

tourmalines (+++) : vertes zonées ; brunes et bleues en éclats

épidotes (++) : zoisite et épidotes vertes et jaunes

minéraux du titane (++) : rutile (gros), anatase, brookite

grains glauconieux (+) : assez fréquemment altérés

opaque (++)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++) à contours géométriques simples, anguleux à subanguleux parfois corrodés

feldspaths potassiques (++) maclés et rarement altérés

micas (+) : chlorite (ensemble supérieur)

La formation de la pointe Corton (n°4) contient des quartz anguleux de petite taille ; les grains glauconieux y sont très abondants.

3) Etude des zircons : Parmi tous les zircons, peu sont reconnaissables ; certains sont arrondis et quelques uns sont très automorphes.

Les populations de zircons sont réparties suivant 2 secteurs peu étalés ; le type S domine avec notamment les types S19 S24 (type U presque inexistant).

Le point moyen qui caractérise la population étudiée pour coordonnées (I.A, I.T) = (477, 615) (on remarque la valeur élevée de l'indice T).

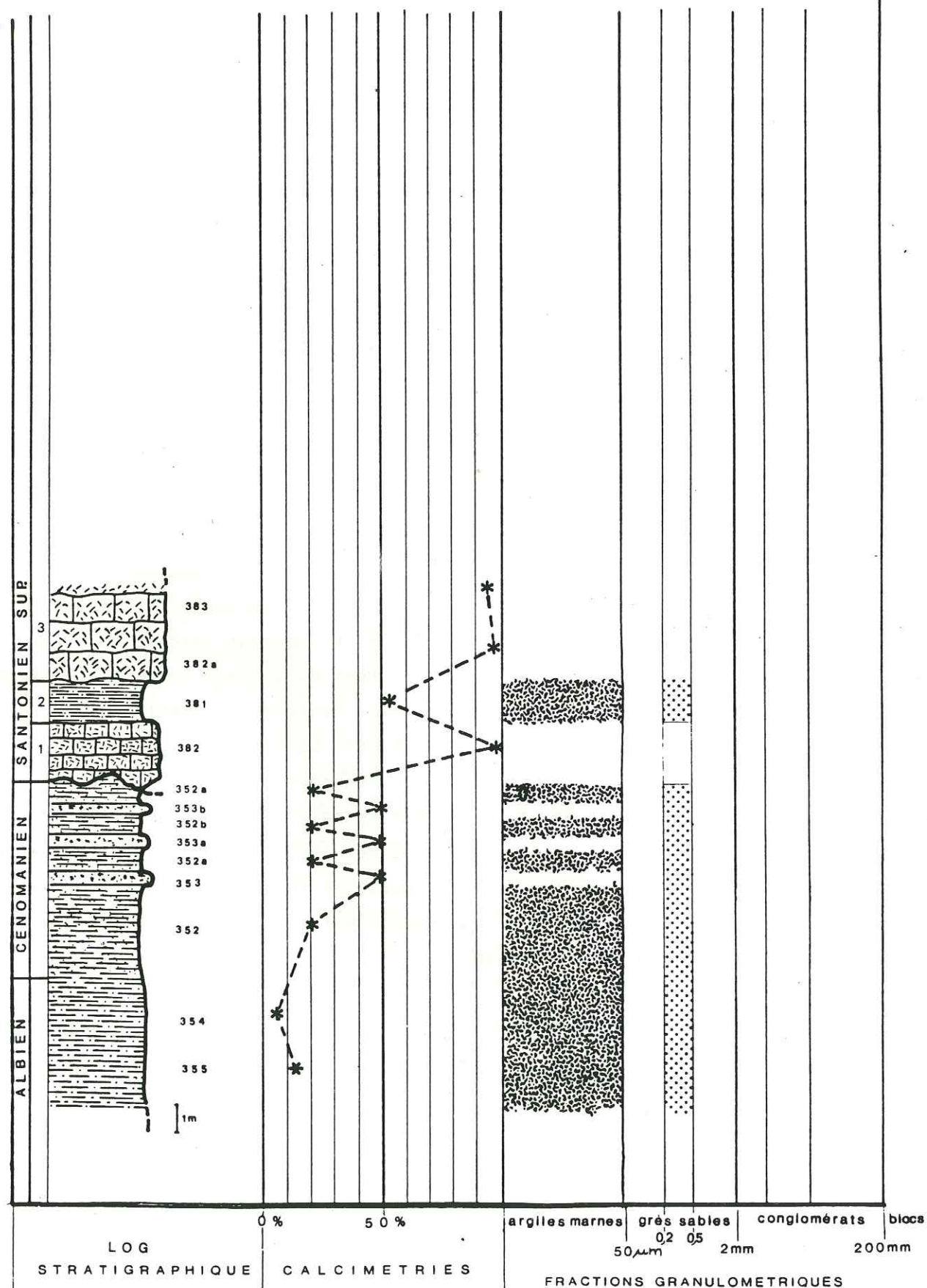
L'origine probable de ces cristaux est calco-alcaline (granite et rhyolite).

IV.1.1.2. Le secteur de la Folie (Massif de la Nerthe): plan directeur Marseille 1 X = 824,3 Y = 119,9. Ce secteur correspond à une dépression de 2 km de longueur située au Nord du village de Sausset (Nerthe méridionale) caractérisée par des problèmes tectoniques complexes (M. Bertrand 1899, Froget, Guieu, Roux 1966). Le Cénomaniens, bien que réduit en épaisseur (6 à 8m) est complet. En continuité avec l'Albien glauconieux sous jacent. Il est représenté à la base par des argiles marno-sableuses (20% de CaCO₃), alternant avec des grès calcaires vers le sommet de la série (47% de CaCO₃). Les grès calcaires (wackestone packstone) à matrice plus ou moins argileuse ont essentiellement livré des formations planctoniques. (peu de bioclastes)

A - Granulométrie des sables. (fig. 7 et 15)

A - 1. Les échantillons concernent l'Albien glauconieux marno-sableux. Le sédiment est un sable fin. L'étalement dimensionnel faible

LA FOLIE



suggère un régime hydrodynamique assez bien établi ; la taille des particules est comprise entre 2 mm et 70 μ m. Le sédiment est très bien classé et l'histogramme de fréquence est très aigu. Les valeurs positives du facteur hydrodynamique montrent que le sédiment est facilement entraîné par l'agent de transport. Le sédiment est très bien trié. On note une asymétrie négative classique dans le cas d'un sable fin. L'écart type de la distribution très élevé, atteste un très bon triage et un très bon classement par l'agent de transport; (courants forts) Courbe de type sigmoïde.

A - 2. Les échantillons sont prélevés dans les argiles marno-sableuses de base. Le sédiment est un sable très fin. L'étalement dimensionnel (GT) est moyen (2mm 70 μ m) ; ce résultat déjà pressenti par la forme de la courbe cumulative suggère un régime hydrodynamique instable. Le sédiment est bien classé dans l'ensemble. L'histogramme de fréquence (KG) est moyennement aigu (en accord avec la forme de la courbe) ; il n'y a pas de stock granulométrique bien individualisé, l'évolution se faisant vers au moins deux pôles. Facteur hydrodynamique positif (dépot facilement entraîné par l'agent de transport). Le sédiment est très bien trié. On note une asymétrie négative (A-) montrant l'importance des particules fines. L'écart type de la distribution est moyen. La courbe est à tendance sigmoïde.

B - Granulométrie des grès. (fig. 25)

Les analyses concernent les grès calcaires qui constituent en alternance avec des argiles marno-sableuses le sommet de la série cénomaniennne. L'ensemble du sédiment est situé entre 0 et 400 μ m. La médiane ($Q_2 = 231 \mu$ m) montre qu'il s'agit d'un sédiment fin dont les particules les plus fines sont cependant peu représentées (10%). L'écart type ($\sigma = 12,21$) très élevé atteste un sédiment homogène. Sur l'histogramme de fréquence le mode est situé entre 200 et 300 μ m et représente 36% du sédiment.

C - Etude des quartz.

Les analyses ont porté sur les quartz appartenant aux argiles marno-sableuses datées du Cénomanién de la base de la coupe.

a) Morphoscopie : quartz : N.U.L.E. 90%, N.U.N.E. 9,5%, R.M. 0,5%

b) Morphométrie, Endoscopie : 50 % de quartz de type granitique et 50% de type métamorphique avec de fines inclusions fluides et petits microlites d'apatite et de rutile. Rare quartz bipyramidés (0,01%) authigènes sédimentaires de type triasique. Absence de quartz rhyolitiques à inclusions vitreuses significatives.

c) Exoscopie : (planche Q2 photo 1 à 6) Les quartz du Cénomanién du secteur de la Folie-la Nerthe présentent des surfaces très propres à léger gradient de polissage et des néogénèses polies. De nombreuses traces d'action mécanique (cupules, croissants et V de choc) sont les témoins d'un épisode éolien ancien. Ces traces sont en effet exploitées par la dissolution marine qui donne lieu à des réseaux anastomosés et à des petits V de dissolution orientés sur les sommets et surfaces planes des grains. Par ailleurs, d'épaisses pellicules d'altération résultant d'un épisode pédogénétique sont également en voie de dissolution et sont de ce fait antérieures à la reprise marine des grains. Sur la surface des grains de petits dépôts siliceux témoignent d'un épisode pédologique final.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 33)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse.

a) L'inventaire des minéraux argileux montre l'abondance généralisée des smectites dans tout le profil où l'on note également la présence d'un peu d'illite et de minéraux interstratifiés de type 10. 14 S. La kaolinite semble un peu plus abondante vers le sommet de la coupe.

b) A titre de comparaison nous avons étudié un échantillon prélevé dans les formations albiennes de la Folie ; comme dans le Cénomanién les résultats montrent que les smectites sont largement dominantes. Elles sont accompagnées d'un peu de kaolinite, d'illite, et d'interstratifiés

10.14S en traces.

Conclusions : dans l'ensemble, les secteurs de Cassis et de la Folie - la Nerthe appartenant au domaine de bassin sensu J. Philip sont caractérisés par la nette prédominance des smectites.

E - Minéralogie (fig.52)

1) Les observations concernent les argiles marno-sableuses de la formation.

a) Minéralogie :

a.1 Les minéraux lourds

minéraux opaques (+++) : minéraux petits et en mauvais état

disthène (++) usé

staurotide (++)

zircon (+++)

tourmaline brune (++)

grains glauconieux (++)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++) petits anguleux à sub-anguleux corrodés et mal calibrés pour la plupart

feldspaths potassiques (+)

micas (+)

cristaux de calcite de néogénèse (+)

N.B. L'Albien marno-sableux, immédiatement sous-jacent est caractérisé par un cortège minéralogique identique au précédent.

a.3. Etude des zircons

cristaux arrondis et peu déterminables à rapprocher des types habituellement rencontrés dans les roches calco-alcalines.

IV.1.2. Domaine de plate-forme.

Les analyses ont été effectuées dans les différentes parties de la plate-forme carbonatée cénomaniénne. Ce sont des milieux hors récifaux

internes à sédimentation de caractère infratittoral, margino-littoral et peri-deltaïque.

IV.1.2.1. L'exemple du synclinal du Beausset.

IV.1.2.1.1. Coupe type du Pas d'Ouiller : Plan directeur Aubagne 7
X = 864,4 Y = 110,3. Cette coupe classique située le long de la RN 559 au sud du village de la Bédoule présente un grand intérêt du fait de sa situation à proximité des formations bioclastiques des bois de la Marcouline. Au dessus des marnes bleues du Gargasien supérieur (non terminal) on observe :

1) Série calcaréo-gréseuse et sableuse (12m) : (1^e épisode détritique daté du Cénomanién inférieur. Cette formation est caractérisée par l'alternance de sables (1 à 5% de CaCO₃) et de bancs calcaréo-gréseux (30 à 60% de CaCO₃). Les bancs calcaréo-gréseux montrent l'importance des orbitolines et des structures algaires cyanophycées et des algues rouges Mélobésiées ; on remarque également l'abondance des fragments de rudistes et des fragments de madréporaires et gastéropodes. L'association micropaléontologique est caractérisée par des foraminifères benthiques à tests agglutinants (Textulaires, Orbitolines) et à tests calcaires imperforés (Miliolles). La phase granulaire grossière quartzeuse est colmatée par une matrice micritique dans laquelle flottent de petits quartz. La texture est boueuse de type wackestone à packstone. (planche M1)

2) Calcaires à rudistes et calcaires bioclastiques : (18m)
(> 80% de CaCO₃) avec intercalations d'horizons marno-ligniteux (40 à 60% de CaCO₃) et remaniements intra-formationnels. Il s'agit de la première barre à rudistes sensu J. Philip 1970 datée du Cénomanién moyen. On observe dans cette formation l'intercalation d'un petit épisode détritique de 1 à 2 mètres d'épaisseur (2% de CaCO₃). Dans les calcaires prédominent des fragments de rudistes (Radiolitidés) très abondants et structures algaires cyanophycées et algues rouges Mélobésiées. La microfaune correspond à l'habituelle association de foraminifères benthiques agglutinants (Textulaires, Orbitolines, Cunéoline, Chrysalidine) et à tests calcaires imperforés :

(Miliolles, Préalvéolines). La matrice est micritique ; la texture est de type wackestone à packstone. (Planche M2 : photo 4 et 5)

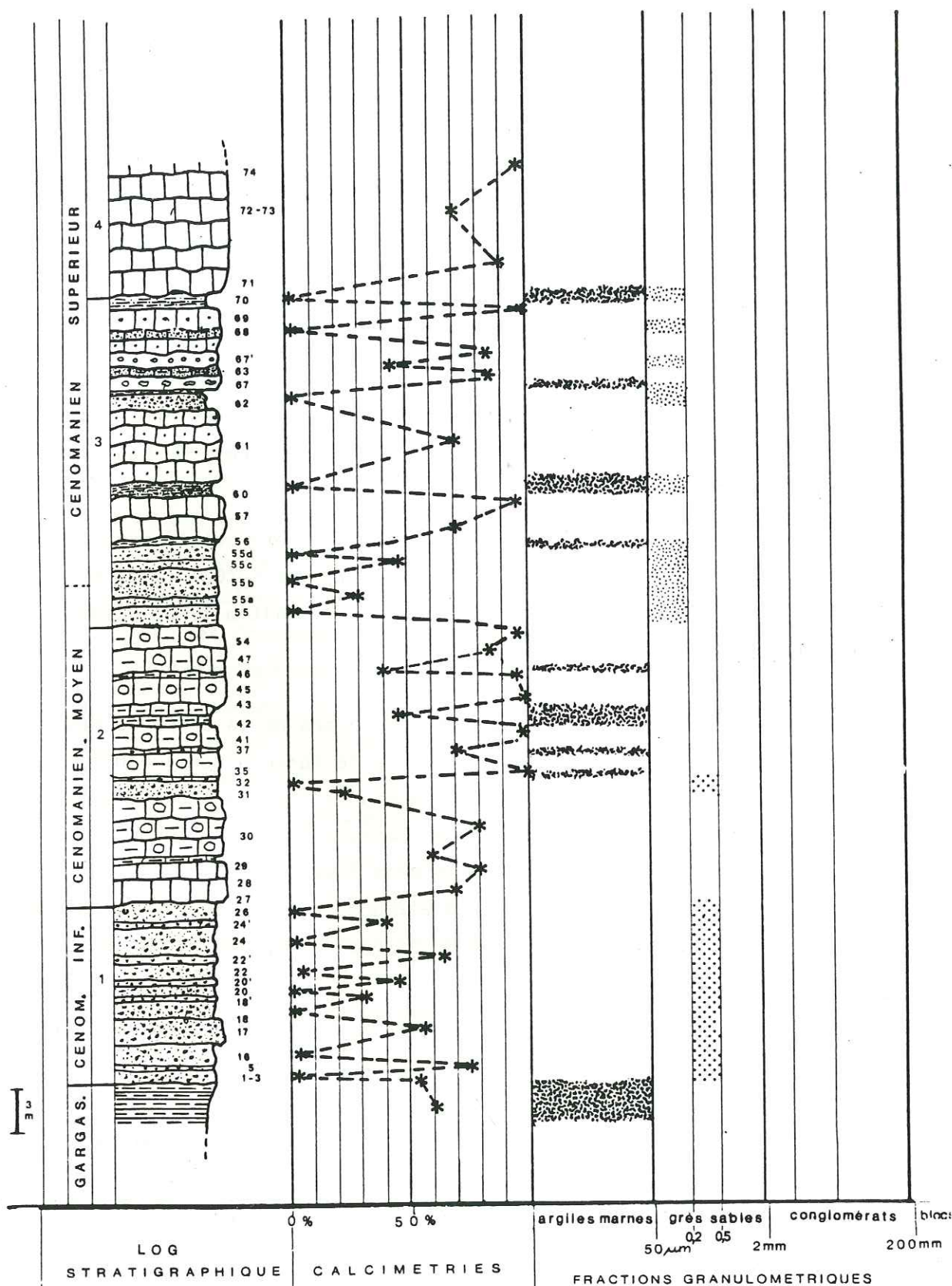
3) Les sables ocreux calcaréo-gréseux (10m environ) Situés à la limite : Cénomanién moyen - Cénomanién supérieur (2^e épisode détritique). A la base de la formation on observe l'alternance sables (2% de CaCO₃) calcaires gréseux (30 à 40% de CaCO₃) ; quand on s'élève dans la série l'ensemble devient de plus en plus carbonaté, (> 70%) quelques passées sableuses sont parfois présentes. Les niveaux calcaires ont livré de très nombreux fragments de rudistes (Radiolitidés) et de foraminifères benthiques (Cunéolines, Miliolles, Préalvéolines). La texture est de type wackestone à packstone bioclastiques.

4) Ensemble à dominante carbonatée avec intercalations de niveaux plus argileux. Les calcaires bioclastiques (> 70% de CaCO₃) constituent pour l'essentiel la 2^e barre à rudistes (sensu J. Philip 1970) d'âge Cénomanién supérieur.

Les microfaciès des ensembles carbonatés de la coupe du Pas d'Ouillier montrent ainsi : la prédominance de foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants et imperforés, la fréquence des algues rouges (Corallinacées, Peyssonelliacées *Polysrata alba* (Pfender)), l'importance de structures d'origine microbienne (Cyanophycées) la nature boueuse des sédiments ; enfin l'abondance des débris de rudistes suggère dans ce secteur la proximité de foyers de croissance de ces organismes.

La coupe du Pas d'Ouillier montre donc deux épisodes détritiques d'âge (Cénomanién inférieur et base du Cénomanién supérieur) caractérisés par de nombreuses passées sableuses très pauvres en CaCO₃ Au sein de ces épisodes les résultats des calcimétries traduisent bien la rythmicité observée sur le terrain entre les sables purs et les bancs calcaréo-gréseux. La teneur en carbonates de ces derniers serait imputable

PAS D'OUILLIER



à la matrice micritique plus qu'aux quelques bioclastes qu'ils contiennent. Des phénomènes phréatiques diagénétiques pourraient donc être responsables de l'induration des sables par les eaux de balancement de nappes chargées en carbonates.

Dans l'ensemble de la coupe les teneurs en CaCO_3 sont plus importantes et continues dans les épisodes détritiques et carbonatés supérieurs. Ce fait est compatible avec le développement de la plate-forme carbonatée à partir du Cénomanién moyen.

A - Granulométrie des sables. (fig. 8 et 16)

Les échantillons analysés ont été prélevés à la base de la série calcaréo-gréseuse et sableuse qui constitue le premier épisode détritique (formation 1) et au sommet de la formation 3.

Les deux échantillons se ressemblent : la taille moyenne du sédiment est celle d'un sable très fin (0,315 à 0,070 mm). L'étalement dimensionnel est très faible ; les particules sont presque toujours de même taille. L'écart est faible entre les plus grosses et les plus petites particules. Ces résultats suggèrent une énergie constante et un régime hydrodynamique bien établi. Le sédiment est très bien classé. L'histogramme de fréquence est très aigu ; un stock s'individualise autour de 0,250 mm. Le facteur hydrodynamique est positif (sédiment facilement mis en mouvement par l'agent de transport). Le sédiment est extrêmement bien trié. L'asymétrie est positive dans les échantillons de la formation 1 où les particules les plus abondantes sont plus grossières que celles de la formation 3 où l'asymétrie négative montre l'importance des particules très fines. L'écart type de la distribution est très élevé dans les deux cas. Les courbes sont sigmoïdes à tendance hyperbolique dans le cas de la formation 3 où les particules se classent. Le type parabolique caractérise les sables jaunes de la première passée détritique : il s'agirait d'un sédiment typique de faciès de lévigation arrivé au bout de son évolution ; les particules les plus fines ont été lessivées.

B - Granulométrie des grès. (fig. 26)

Les analyses ont porté sur la passée détritique calcaréo-gréseuse intercalée dans la 1e barre à rudistes du Pas d'Ouillier (Cénomanién moyen). L'ensemble du sédiment est regroupé entre 0 et 400 μ m. Le mode de l'histogramme de fréquence n'est pas très significatif (31 % du sédiment entre 100 et 200 μ m ; 32% du sédiment entre 300 et 400 μ m). La médiane ($Q_2 = 233\mu$) montre qu'il s'agit d'un sédiment fin. On note cependant que les particules les plus fines (entre 0 et 100 μ m) sont les moins abondantes. L'écart type de la formation ($\sigma = 11,88$) assez élevé montre qu'il s'agit d'un sédiment homogène.

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les quartz de la formation calcaréo-gréseuse et sableuse de la base de la coupe.

a) Morphoscopie : banc calcaréo-gréseux à orbitolines : Quarts N.U.L.E. 88,0%, N.U.N.E. 1,5%, E.L. 0,5%, R.M. 10,0%.
Sables jaunes : quartz N.U.L.E. 89,0%, N.U.N.E. 5,7% E.L. absent, R.M. 5%
Ces analyses montrent la dominance des quartz N.U.L.E. dans les deux formations. L'abondance des grains R.M. et la présence de grains E.L. dans les grès à orbitolines sont significatives d'épisodes éoliens et aquatiques.

b) Morphométrie Endoscopie

Echantillon : PAS D'OUILIER				Site :	
Quartz xénomorphes				Quartz automorphes	Total des quartz rhyolithiques
	GR.	META.	RH.	RH.	RH.
Grès à orbitolines	20,0	40,0	39,2	0,8	40,0
	20,0	30,0	49,0	1,0	50,0
Sables jaunes	40,0	20,0	39,2	0,8	40,0

Les résultats montrent dans l'ensemble de la formation l'abon-

dance des quartz rhyolithiques parmi lesquels la présence de quartz automorphes est à noter.

c) Exoscopie : (planche Q3 : photo 1 à 8) Ces observations montrent les traces d'une action mécanique résultant d'un épisode éolien ancien (croissants de choc emboîtés, et V de choc de grande taille polis). Puis un épisode deltaïque est bien marqué par l'importance de la néogénèse ; celle-ci envahit toute la surface des grains et exploite avec plus de vigueur les zones amorphisées par l'éolisation ancienne ; cette néogénèse présente toujours un léger gradient de polissage. Un épisode marin (intertidal ou infratidal) est bien caractérisé par des cristaux généralement très propres et des réseaux anastomosés bien marqués. Les dépôts siliceux sur la surface des grains attestent la présence d'un épisode final pédologique (sable jaunes de la formation essentiellement).

L'étude exoscopique montre l'importance des caractères marins (intertidaux et infratidaux) alternant ou s'ajoutant aux caractères deltaïques.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 34 et 35)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : Les résultats font apparaître globalement un assemblage minéralogique dominé par les smectites et la kaolinite ; on note également la présence de l'illite et des minéraux interstratifiés de type 10.14S et 14C.14S.

La kaolinite est bien représentée dans les formations détritiques grés-sableuses du Cénomanién inférieur et de la base du Cénomanién moyen (formation 1 et 2) au-delà, (formation du Cénomanién moyen supérieur et Cénomanién supérieur) la prédominance des smectites est caractéristique (formation 3 et 4)

2) Analyses chimiques :

a) Analyses chimiques de la roche totale : elles concernent les formations calcaires très riches en smectites 10/10 de la 1e barre à rudistes (formation 2).

Echantillon : 53										Site : PAS D'OUILIER											
%									p. p. m.										%		
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	CaCO ₃	TOTAL	
0,05	nd	0,36	54,25	0,31	0,02	nd	nd	nd	421	nd	179	nd	15	17	15	8	27	10	96,82	97,56	

Ces résultats globaux rendent compte de l'extrême richesse du sédiment en carbonates mais ne nous permettent pas d'extrapoler sur la composition chimique de la fraction argileuse.

b) Des analyses élémentaires semi-quantitatives ont été effectuées à l'aide de la microsonde couplée sur le MEB ; elles concernent la fraction argileuse de la formation citée ci-dessus (10/10 de smectites). Les résultats sont les suivants

Echantillon : 53				Site : PAS D'OUILIER	
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
59,5	28,9	5,5	2,5	1,4	2,0

Ceux-ci montrent que l'on pourrait rapprocher les smectites analysées, (riches en Al et Fe) de la variété alumineuse.

3) Observations au M.E.T. : Les smectites observées avec cet appareillage présentent un aspect floconneux ; les contours sont flous et irréguliers. (planche M8 photo 1)

E - Minéralogie Pétrographie. (fig. 53)

1) Les observations concernent essentiellement la formation calcaréo-gréseuse (n°1) qui constitue le 1^{er} ensemble détritique.

a.1. Minéraux lourds

disthène (+)

staurotide (+)

zircon (+++)

tourmalines brune et bleue (+++)

rutile (+)

grains glauconieux (+)

limonite (+)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++) Les plus gros sont arrondis et présentent des golfes de corrosion : ce sont en majorité des quartz d'origine rhyolitique ; les plus petits sont anguleux.

feldspaths potassiques (20% ++) orthose (maclée quelque fois)

surtout microcline

plagioclases (+)

a.3. Etudes des zircons

cristaux très arrondis presque tous indéterminables

Les types S9 et S19 dominant ; origine mixte métamorphique et calco-alcaline.

b) Pétrographie :

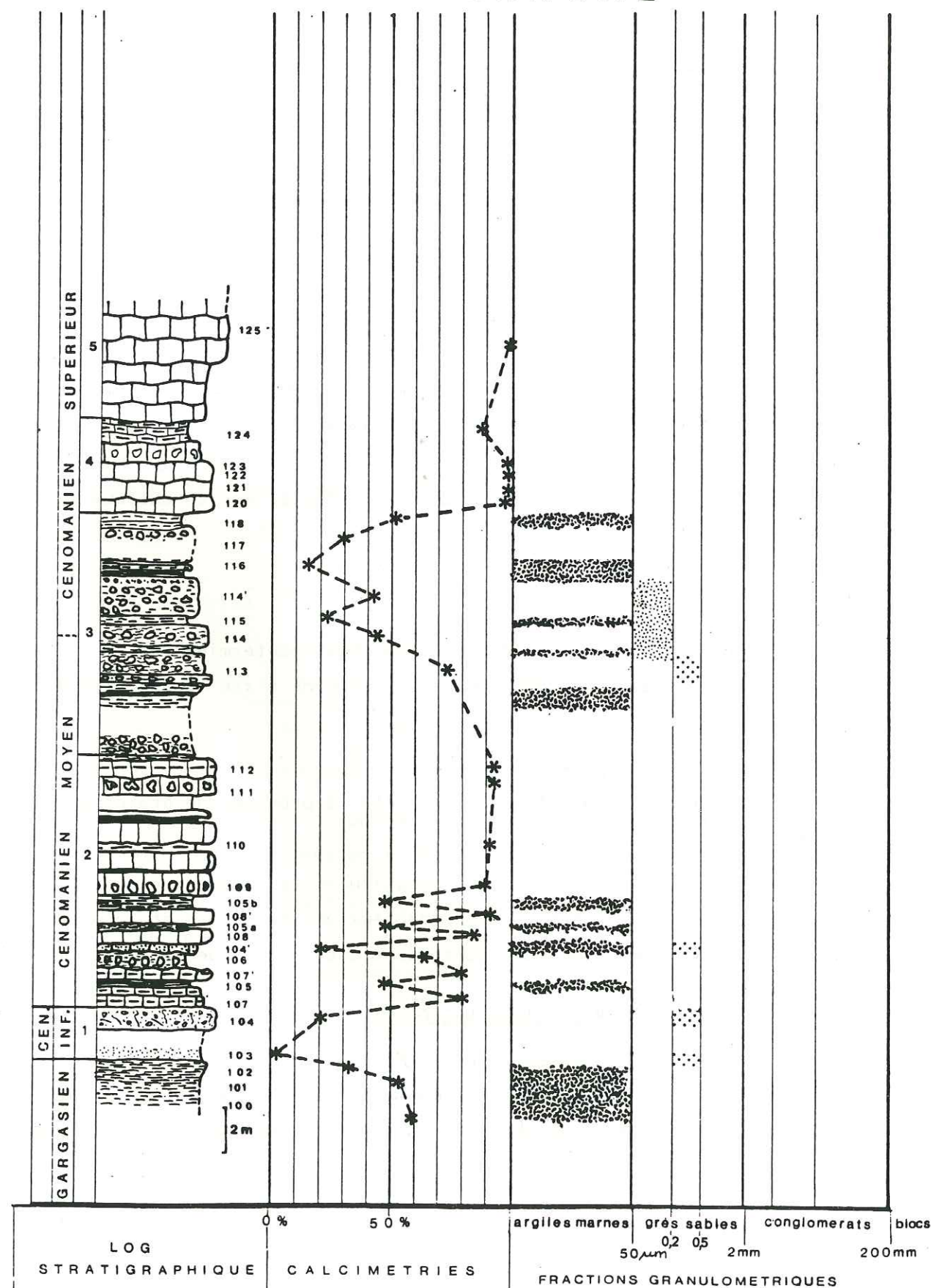
Certains échantillons ont révélé la présence de grains quartzitiques.

2) Les sables ocreux qui constituent le 2^e épisode détritique (formation n°3) sont constitués de nombreux quartz petits et anguleux ; les assemblages minéralogiques sont identiques à ceux de la formation n°1.

IV.1.2.1.2. Variations latérales

Depuis le Sud-Ouest vers le Nord -Est nous examinerons successivement des coupes situées dans les parties plus internes de la plate-forme carbonatée. Un premier ensemble de coupes se place dans la partie médiane

FONTBLANCHE



de la plate-forme ; ce sont successivement les coupes de Fontblanche, La Bégude et Cuges-Les-Roux.

Un deuxième ensemble se situe en partie plus interne ; il s'agit des coupes de Ste Anne d'Evenos - Val d'Aren et de la Région Nord-Toulonnaise : coupe au Nord du Revest (stade municipal Fiéraquet) et du Mont Caumes.

IV.1.2.1.2.1. Coupe de Fontblanche : Le long de la D3d au Nord du lieu-dit Grand-Caunet. Plan directeur Aubagne 8 X = 870,2 Y = 111,1 Par rapport à la coupe du Pas d'Ouillier, la coupe de Fontblanche se caractérise par :

1) L'extrême réduction du premier épisode détritique représenté ici par 1 m de sable ocreux (2% de CaCO3) et par un banc de grès à ciment calcaire à quartz hétérométriques (20% de CaCO3). Malgré l'absence d'orbitolines, cet ensemble pourrait être l'équivalent lithostratigraphique des sables et grès inférieurs du Pas d'Ouillier ; il aurait donc un âge céno-manien inférieur.

2) L'absence de la première barre à rudistes. Celle-ci est remplacée par des alternances de calcaires micritiques (packstone bioclastique 80 à 90% de CaCO3) et de marnes sableuses à huitres à microfaunes benthiques abondantes (10m) (20 à 45% de CaCO3).

3) L'absence du deuxième ensemble détritique. Localement cette formation remplacée par des marnes sableuses à nodules micritiques (15 à 30% du CaCO3) alternant avec des calcaires marno-sableux (45 à 75% de CaCO3) se poursuit au-delà de la limite Cénomanien moyen - supérieur (10m). Les calcaires gréseux (grainstone à quartz) montrent un cortège bioclastique constitué de fragments de lamellibranche et de foraminifères benthiques.

4) La présence de la deuxième barre à rudistes à dominante carbonatée (calcaires bioclastiques) (5m) (>90% de CaCO3). Les observations et résultats confirment la présence d'un seul épisode détritique sableux très pauvre en carbonates au Cénomanien inférieur. Les autres formations sont

dans l'ensemble riches en CaCO_3 et traduisent bien l'importance du milieu carbonaté environnant dès le Cénomaniens moyen.

A - Granulométrie des sables. (fig. 8 et fig. 17)

Cette étude a porté sur les sables ocreux qui constituent le 1^{er} épisode détritique (formation 1) et sur les marnes sableuses de la formation 3.

* Formation 1 : sables appartenant au 1^{er} épisode détritique : La taille du sédiment est celle d'un sable moyen. Etalement dimensionnel moyen : les particules transportées sont de taille variée. Sédiment assez bien classé. Histogramme de fréquence moyennement aigu. Facteur hydrodynamique nul : (mise en mouvement du sédiment assez difficile). Sédiment assez bien trié. Asymétrie très négative abondance des particules fines (envasement). Ecart type à peine moyen caractéristique d'un stock granulométrique peu évolué. Courbe de type complexe (linéaire + sigmoïde).

Dans l'ensemble les sables du 1^{er} ensemble détritique de Fontblanches sont moins bien classés et triés que ceux du Pas d'Ouillier ; les courbes granulométriques sont de type complexe (reliquat très caractéristique de grosses particules)

* Formation 3 : marnes sableuses : La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable grossier. Etalement dimensionnel moyen : particules de tailles variées. Sédiment non classé. Histogramme de fréquence très peu aigu. Facteur hydrodynamique négatif (mise en mouvement du matériel très difficile). Sédiment très mal trié. Asymétrie très négative : ce sable grossier comporte donc une partie importante de particules assez fines L'écart type est à peine moyen. Le stock granulométrique est très peu évolué très faible tentative de triage et tendance à l'envasement. Courbe complexe (linéaire et sigmoïde)

B - Granulométrie des grès. (fig. 26)

L'étude a porté sur les calcaires marno-sableux et noduleux de la formation n° 3 de la coupe de Fontblanche. L'ensemble du sédiment est situé

entre 0 et 500 μm . Le mode de l'histogramme de fréquence est localisé entre 100 et 200 μm et regroupe 51% du sédiment. La médiane ($Q_2 = 187 \mu\text{m}$) montre qu'il s'agit d'un sédiment fin. Les particules les plus fines entre 0 et 100 μm sont peu représentées (7%). L'écart type ($\sigma = 13,35$) très élevé caractérise un sédiment homogène.

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les sables ocreux de la formation 1 de la coupe.

a) Morphoscopie : quartz N.U.L.E. 90 %, N.U.N.E. 8%, R.M. 1%, E.L. 1%.

b) Morphométrie Endoscopie : quartz de type granitique 65%, quartz de type métamorphique 25%, quartz rhyolitique 10% dont 0,2% sous la forme automorphe.

c) Exoscopie : (planche Q4 photo 5 et 6) Les observations montrent le reliquat d'une ancienne éolisation (V de choc polis) envahie par des néogénèses deltaïques à gradient de polissage ; un épisode marin (fine dissolution ; réseau anastomosé) se concrétise ensuite.

Remarques : L'analyse des quartz de Fontblanche montre la présence de nombreux quartz de type rhyolitique dont un pourcentage significatif sous la forme automorphe.

L'étude exoscopique traduit la dominance de la néogénèse de type deltaïque et de l'ancienne éolisation.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 36)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse.

a) L'éventail minéralogique est dominé par la prédominance des smectites dans tout le profil ; au Cénomaniens moyen et supérieur (formation 2, 3, 4) on note cependant la présence d'un peu de kaolinite, d'illite, et de minéraux interstratifiés (10.14S et 14C. 14S) L'illite est un peu plus abondante dans les formations carbonatées (2^e barre à rudistes) du Cénomaniens supérieur (formation 4 et 5).

b) A titre de comparaison et d'information, nous avons prélevé des échantillons appartenant aux formations marneuses datées du Gargasien des secteurs de la Bédoule (Fontblanche, Pas d'Ouillier) et du Mont Caumes (Puit Charlois). Les cortèges pratiquement identiques sont caractérisés par la prédominance des smectites accompagnées d'un peu d'illite et d'interstratifiés 10.14S et 14C.14S.

E - Minéralogie.

1) Les observations concernent les ensembles les plus détritiques de la coupe (1 en particulier et 3)

a) Minéralogie

a.1. Minéraux lourds

disthène (+++) très usé

staurotide (+++) et staurotide cannelée (+)

zircon (+++)

tourmalines (+++) verte, bleue et brune

épidotes (+) verte et jaune

minéraux du titane : rutil et brookite (+)

minéraux opaques (++)

sphène (+)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++) petits à contours géométriques simples, parfois corrodés, souvent anguleux.

feldspaths potassiques (+)

a.3. Etude des zircons

Les cristaux sont en mauvais état, arrondis, remaniés, cupulés, ayant probablement subi un transport continental éolien ; ils proviennent de zones de recristallisation métamorphique en domaine migmatitique ou anatectique. On observe peu de cristaux d'origine calco-alcaline.

IV.1.2.1.2.2. Coupe de la Bégude. (6 km à l'ouest du Camp du Castellet, Var) Elle est située au Nord de la Ferme de la Bégude. Plan directeur Aubagne 8 X = 873,3 Y = 110,1. Une coupe complémentaire a été levée un peu plus à l'Est Aubagne 8 X = 874,5 Y = 110,0. La coupe de la Bégude est pratiquement équivalente à celle de Fontblanche. On y retrouve notamment au dessus du Gargasien :

1) Le 1er ensemble détritique (3 à 4m) comprenant à la base un sable ocreux roux (4 à 6% de CaCO₃) avec quelques nodules de calcaires gréseux irréguliers issus probablement de l'altération météorique de calcaires gréseux sus-jacents, et à son sommet, un banc calcaréo-gréseux rosé (42% de CaCO₃) à nombreux grains et dragées de quartz hétérométriques. Le cortège bioclastique du banc calcaréo-gréseux comprend des foraminifères benthiques agglutinants (orbitolines) des fragments de rudistes, des lamellibranches (Inocerames) et des échinodermes. La matrice des calcaires gréseux est une micrite argilo-carbonatée calcique et ferrugineuse; il s'agit d'un grainstone à quartz et débris bioclastiques. Cet ensemble peut être corrélé avec le 1er épisode détritique de Fontblanche et du pas d'Ouillier.

2) La formation 2 essentiellement calcaréo-marneuse, (80 à 90% de CaCO₃) montre à son sommet un enrichissement en matériel détritique sous forme de grès et de sables marneux (40 à 50% de CaCO₃)

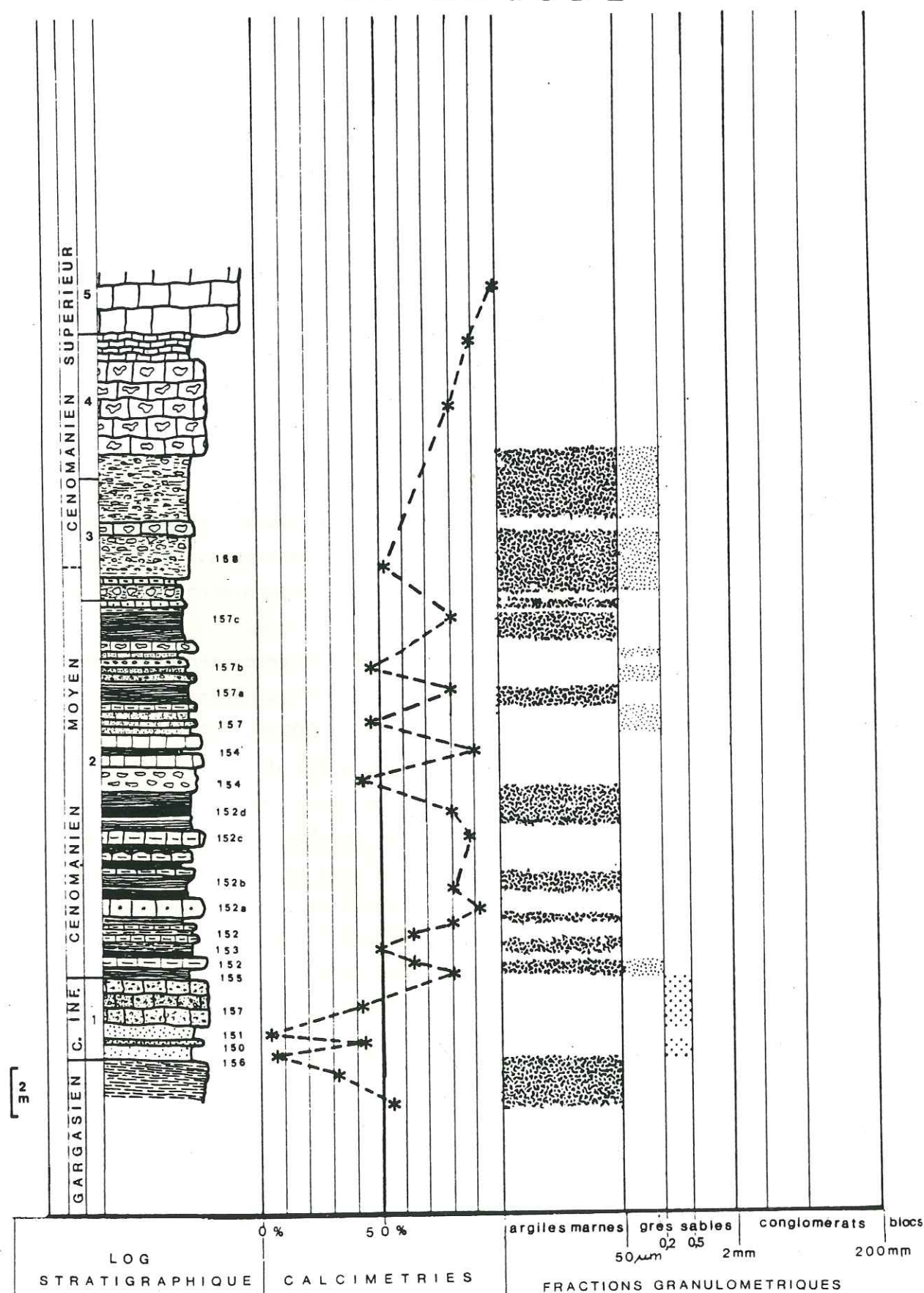
3) Comme à Fontblanche il n'existe pas de formation détritique bien individualisée à la base du Cénomanién supérieur ; on observe cependant un ensemble marno-sableux bien individualisé (5m) (40 à 45 % de CaCO₃)

4) La 2ème barre calcaire à rudistes termine le Cénomanién supérieur (calcaire bioclastique) (6m) (>80% de CaCO₃). Dans cet ensemble de plus en plus carbonaté à partir du Cénomanién moyen s'individualise, comme à Fontblanche et au Pas d'Ouillier, un épisode détritique sableux pauvre en CaCO₃ localisé au Cénomanién inférieur.

A - Granulométrie des sables. (fig. 9 et 18)

Les analyses ont porté essentiellement sur les sables ocreux roux du 1er ensemble détritique (formation 1) et sur les ensembles marneux des

LA BEGUDE



formations 2 et 3.

* Formation 1 : premier ensemble détritique : taille moyenne du sédiment : sable très fin. Etalement dimensionnel faibles particules de même taille. Sédiment très bien classé. Histogramme de fréquence aigu. Facteur hydrodynamique positif : sédiment facilement entraîné par l'agent de transport. Sable extrêmement bien trié. Asymétrie positive : dans le sable très fin les éléments grossiers dominent. Ecart type élevé. Courbes de type parabolique indiquant l'action d'un courant sur un matériel déjà déposé (les particules les plus fines ayant été lessivées).

* Formation 2 : sables marneux du Cénomanién moyen. Taille moyenne du sédiment : sable fin. Etalement dimensionnel faible. Sédiment bien classé ; histogramme de fréquence moyennement aigu. Facteur hydrodynamique positif (sédiment bien entraîné par l'agent de transport). Sable bien trié. Symétrie très négative : dominante des particules fines. Ecart type moyen. Courbe de type complexe : reliquat de grosses particules et tendance sigmoïde pour les fines.

* Formation 3 : ensemble marno-sableux. Taille moyenne du sédiment : sable très fin. Etalement dimensionnel moyen particules de taille variées. Sédiment extrêmement bien classé ; histogramme très aigu. Facteur hydrodynamique très élevé (mise en mouvement du sédiment assez facile). Sable très bien trié. Symétrie très négative : particules fines abondantes. Ecart type : très élevé. Courbe de type complexe caractéristique avec particules fines très bien classées.

Conclusions : Dans l'ensemble les distributions complexes et paraboliques et les excellents classements des particules caractérisent les ensembles détritiques sableux et marno-sableux. A la base de la coupe les sables bien lessivés traduisent une courantologie plus importante que dans le reste de la coupe ou les particules plus fines sont présentes et se classent (tendance à l'envasement).

B - Granulométrie des grés. (fig. 26)

Les analyses ont porté sur les échantillons de calcaires gréseux, rosés, à nombreux grains de quartz hétérométriques qui font partie avec les sables ocreux roux du premier ensemble détritique. L'étude de l'histogramme de fréquence (très étalé) montre que la majorité du sédiment est dispersée pour la plus grande part entre 0 et 1100 μ m. Une faible part intervient également entre 1300 et 1500 μ m. La valeur du mode de l'histogramme est faible (15%). Ce dernier se localise entre 700 et 800 μ m. La médiane (Q2 = 739 μ m) est élevée ; le sédiment est relativement grossier (57% des éléments ont une taille supérieure à 700 μ m). Les valeurs assez faibles de l'écart type ($\sigma = 4,35$) montrent que les particules sont réparties dans un très grand nombre de classes granulométriques (sédiment hétérogène).

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les sables ocreux du 1er ensemble détritique. Les résultats sont pratiquement identiques à ceux de la coupe de Fontblanche.

a) Morphoscopie : quartz N.U.L.E. 90%

b) Morphométrie Endoscopie : Présence de quartz de type granitique (65%), métamorphique (25%) et rhyolitique (10%)

c) Exoscopie : (planche Q4 photo 7) L'ancienne éolisation et la dominance de la néogénèse de type deltaïque caractérisent le secteur.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 37)

Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : on retrouve pratiquement le même éventail minéralogique qu'à Fontblanche ; celui-ci montre la prédominance des smectites ; les autres minéraux sont représentés par la kaolinite, l'illite à peine plus abondante et les interstratifiés 10.14S (formation 1,2,3)

E - Minéralogie. (fig. 55)

Les assemblages minéralogiques concernent les sables ocreux du premier ensemble détritique.

a) Minéralogie

a.1. Minéraux lourds : le cortège est identique à celui de Fontblanche. S'y ajoutent la hornblende verte (+) et les grains glauconieux (+)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++)

feldspaths : fragments d'orthose roulés (+)

micas : chloritoïde reconnu (+)

a.3. Etude des zircons

cristaux en mauvais état, arrondis et cupulés probablement d'origine métamorphique.

b) Pétrographie : quartzites et grés à matrice carbonatée.

IV.1.2.1.2.3. Coupe de Cuges Les Roux

Elle est située sur la RN 8 à environ 2 km du village de Cuges-les-Pins. Plan directeur Aubagne 8 X = 876,9 Y = 113,0. Dans ce secteur le Cénomaniens est directement sus-jacent au Bédoulien marneux.

1) Les premiers horizons sont constitués de sables ocreux et d'argiles marneuses jaunâtres (2m environ) (25 % de CaCO₃)

2) au dessus des sables ocreux de base le reste du Cénomaniens présente une succession lithostratigraphique pratiquement identique à celle de la Bégude avec peut être une augmentation des termes marno-ligniteux dans le Cénomaniens moyen.

Les horizons sableux de base dont les teneurs en carbonates sont peu élevées correspondent vraisemblablement au premier épisode détritique des coupes précédentes (Cénomaniens inférieur).

A - Minéralogie des argiles. (fig. 38)

1) Analyses minéralogiques : les argiles marneuses et sables

jaunâtres du Cénomanién inférieur sont caractérisés par la présence presque exclusive des smectites ; la kaolinite et de rares interstratifiés de type 10.14S. complètent le cortège au M.E.T. Les smectites sont caractérisées par de petites particules irrégulières ayant un aspect floconneux.

2) Analyses élémentaires semi-quantitatives

Echantillon :			Site : CUGES		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
51,8	32,2	14,4	0,7	0,6	0,2

Elles ont porté sur l'un de ces échantillon très riche en smectites. Les résultats montrent que les minéraux argileux caractérisés par Si, Al et Fe sont à rapprocher de la variété des smectites alumineuses.

B - Minéralogie. (fig. 56)

a) Minéralogie

a.1. Le cortège des minéraux lourds est très voisin de ceux observés à Fontblanche et à la Bégude :

disthène usé (+++)

staurotide (++)

zircon (+++)

tourmaline brune (++)

constituent l'essentiel de l'assemblage.

a.2. Autres minéraux

quartz (+++)

feldspath (+)

a.3. Etudes de zircons

cristaux arrondis (peu automorphes) types les plus fréquents

S17, S18, S21.

Origine essentiellement métamorphique : migmatites, anatexites avec cependant quelques cristaux issus de roches calco-alcalines.

IV.1.2.1.2.4. La région de Sainte Anne d'Evenos.

Le secteur de Ste Anne d'Evenos présente un grand intérêt du fait de l'importance des dépôts détritiques d'âge Cénomanién inférieur et moyen. Deux coupes types ont été analysées : celles de la vallée de Cimay et du Val d'aren.

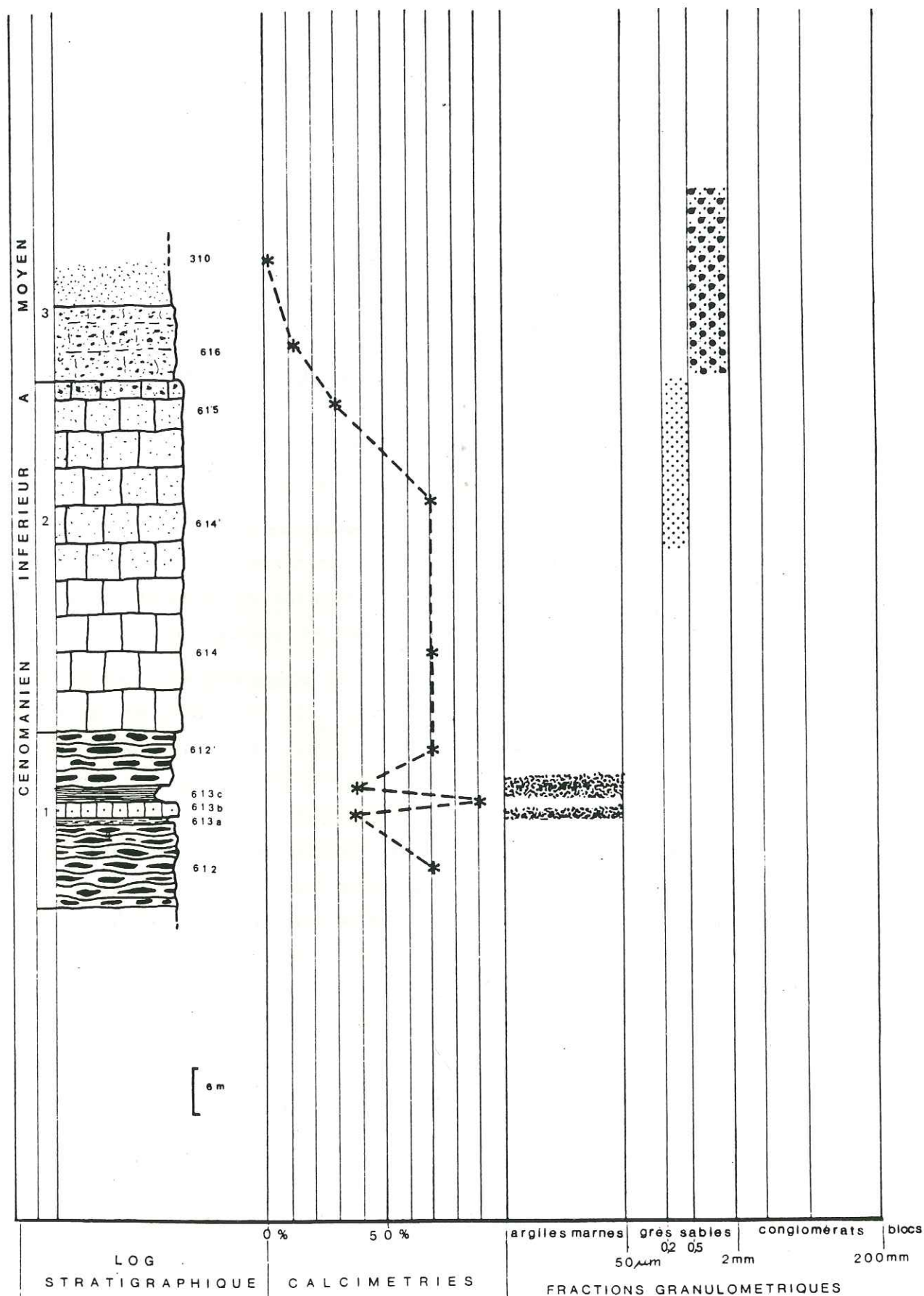
IV.1.2.1.2.4.1. Coupe de la vallée de Cimay : plan directeur Toulon 1 X = 884,5 885,0 Y = 103,4 103,7. Le long de la D662, on observe le développement d'une épaisse formation détritique dont la succession des principales formations est la suivante, de bas en haut :

1) Alternance de calcaires bioclastiques grésoglaucieux (70% de CaCO₃) à silicifications rubannées noirâtres, et de marnes (25m) (40% de CaCO₃). Le microfaciès des calcaires bioclastiques est celui d'un grainstone-packstone à grains bioclastiques et quartziques.

2) Formation à dominante carbonatée d'âge Vraconien (50m). On y observe des bancs de calcaire bioclastique (70% de CaCO₃), et des passées de grés glaucieux et de calcaires bréchiqes.. La partie moyenne de cette unité montre déjà la présence de petits quartz anguleux de taille moyenne (400 um). Les bioclastes sont représentés par des débris de rudistes et d'échinodermes assez abondants, et par des foraminifères benthiques à tests imperforés (Miliolites) et agglutinants (Orbitolines). (packstone quartzique et bioclastique). La partie supérieure s'enrichit progressivement en éclats de quartz et en quartz assez gros et arrondis, Feldspaths, micas et s'appauvrit corrélativement en matériel organo-détritique. (30% de CaCO₃). Il s'agit d'un grés à éléments figurés détritiques. La matrice est micritique.

3) Les grés de la vallée de Cimay : Cette formation très épaisse

CIMAYE



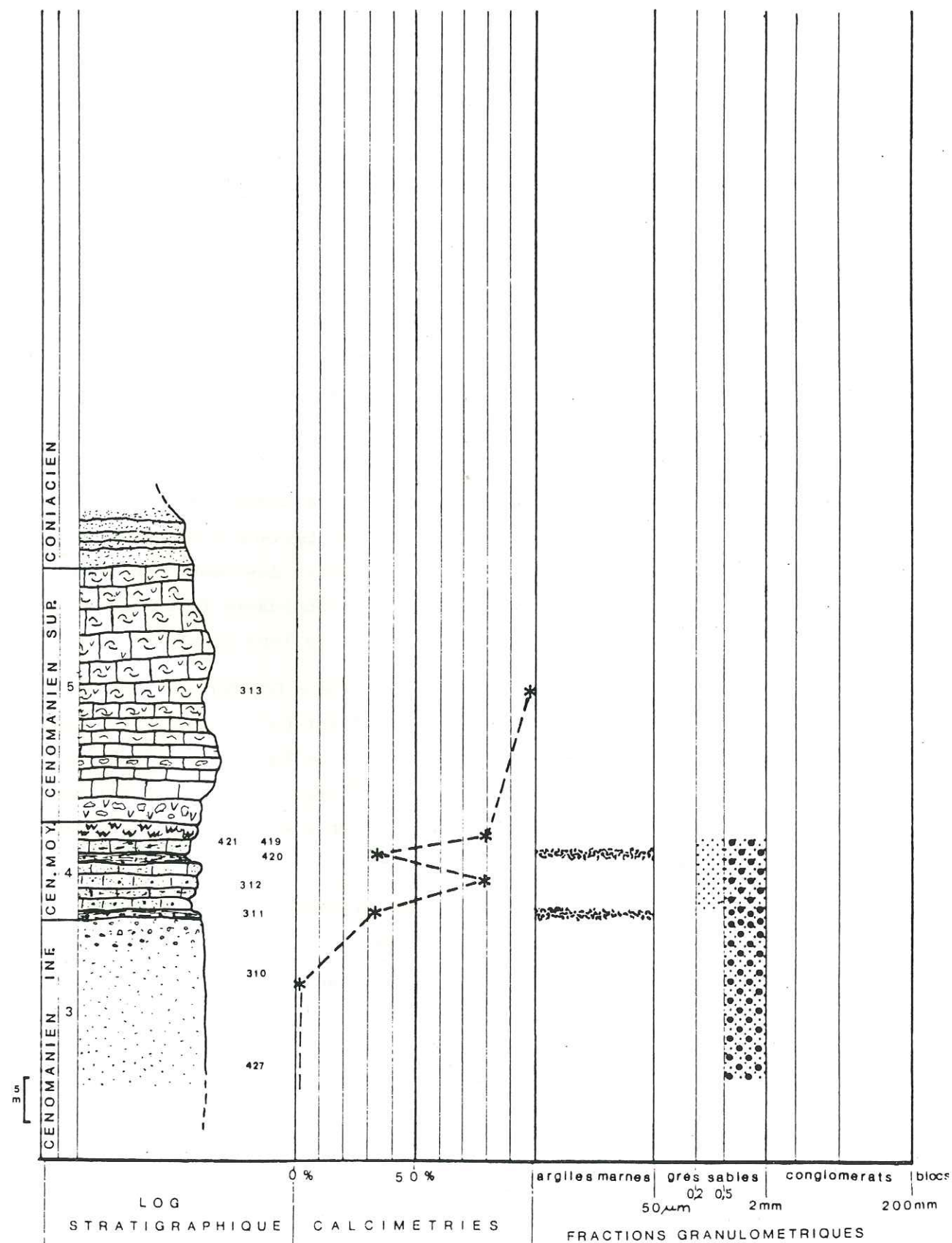
(100 à 120 m) est connue sous le nom des "Sables de Ste Anne". Le micro-faciès montre qu'il s'agit de grès constitués pour l'essentiel de quartz hétérométriques et de feldspaths (1% de CaCO_3). La partie supérieure de la formation contient des argilites ligniteuses et de bancs de grès très quartzeux.

4) Ensemble calcaréo-argileux et gréseux (80% de CaCO_3) avec passées de marnes ligniteuses très riches en matière organique. (35% de CaCO_3). Les marnes de la base de la formation montrent de nombreux quartz gros anguleux et cassés. On note parmi les bioclastes, la présence d'Algues vertes (Characées), de foraminifères benthiques à tests imperforés (Miliolites) et de lamellibranches (Ostréidés). Au sommet la formation s'enrichit en fragments de rudistes. Il s'agit d'un wackestone packstone quartzueux et bioclastique dont le ciment est microsparitique. Cet ensemble a été daté du Cénomanién moyen (Tronchetti 81). Les caractères observés permettent de penser à une sédimentation très littorale voire émergente ou d'eau douce (Characées) La matière organique y est très abondante (Lignite) et la présence d'ostréidés est caractéristique de ce type de milieu.

5) Barre à rudistes (20 à 25 m) d'âge Cénomanién supérieur ("Barre des Aiguilles") surmontée directement par le Coniacien inférieur gréseux. Cette unité très carbonatée (> 90% de CaCO_3) est riche en foraminifères benthiques à tests imperforés (Miliolites), agglutinants (Cunéolines) et en rudistes (Radiolitidés) en position de vie. La texture est de type wackestone à mudstone.

Ces résultats montrent que de la formation 2 à la formation 3 on observe une diminution progressive de la calcimétrie dans les sédiments en même temps qu'un enrichissement en cristaux de quartz. La formation de Sables de Ste Anne (Cénomanién supérieur à moyen) représente donc l'épisode détritique le plus important le plus pauvre en CaCO_3 (< 5%) au sein d'une série très carbonatée.

CIMAYE



A - Granulométrie des sables. (fig. 10 et 19)

a) Les analyses ont été faites dans la formation 1 grés-marneuse noirâtre de la vallée de Cimay. (Vraconien, Cénomanién inférieur). La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable moyen. L'étalement dimensionnel est fort : le matériel est composé de particules de différentes tailles. Le sédiment est mal classé et l'histogramme de fréquence moyennement aigu. Le facteur hydrodynamique très proche de 0 montre qu'il s'agit d'un sédiment assez difficilement mis en mouvement par l'agent de transport. Le triage est mauvais. L'asymétrie est négative : les particules fines sont abondantes (importance de la partie marneuse). L'écart type moyen confirme une courbe complexe linéaire et sigmoïde avec reliquat de particules grossières.

B - Granulométrie des grés. (fig. 27 et 28)

B - 1. Les analyses ont été faites dans les formations grés-carbonatées puis gréseuse de la vallée de Cimay.

1) La partie moyenne de cette unité (614) montre la présence de petits quartz anguleux. L'ensemble du sédiment se situe entre 0 et 400 µm (8% seulement entre 0 et 100 µm). Le mode de l'histogramme de fréquence se place entre 100 et 200 µm (34% du sédiment). La médiane (Q2 = 229 µm) comprise entre 250 µm et 300 µm caractérise un sédiment fin. L'écart type ($\sigma=12,21$) très élevé atteste une forte concentration des particules (sédiment homogène) détritisme encore faible.

2) La partie supérieure de la formation s'enrichit progressivement en quartz, feldspaths, micas : cet enrichissement se traduit de façon très sensible sur les résultats granulométriques.

a) échantillon 615 : l'histogramme de fréquence est relativement bien "étalé" puisque le sédiment est situé entre 100 et 900 µm. Le mode de l'histogramme de fréquence (22%) localisé de 300 à 400 µm. La médiane (Q2 = 395 µm) montre que le sédiment a une taille moyenne, à tendance assez fine. L'écart type : ($\sigma=7,70$) traduit une répartition du sédiment dans un nombre moyen de classes granulométriques.

b) à partir de l'échantillon 616 débute la formation des sables de Ste Anne. L'histogramme de fréquence est très étalé de 0 à 1500 μm et le sédiment occupe tout l'espace granulométrique étudié. Le mode de la formation situé entre 700 et 800 μm ne représente que 14% de l'échantillon. La médiane ($Q_2 = 742 \mu\text{m}$) montre qu'il s'agit d'un sédiment à tendance grossière (55% du sédiment au-delà de 700 μm). L'écart type ($\sigma = 4,35$) traduit un sédiment très dispersé.

Cette coupe montre clairement que les apports détritiques des sables de Ste Anne, sont grossiers, peu ou mal calibrés et qu'ils se répartissent dans de nombreuses classes granulométriques.

On passe donc progressivement depuis la base vers le sommet de la série d'un sédiment fin homogène à un sédiment de débacle détritique assez grossier peu évolué, hétérogène.

B - 2. Les prélèvements et les analyses concernent les bancs de grès et les formations gréseuses en "boules" des Gros Cerveau de Ste Anne (échantillons 310 et 427) (formation 3). Les histogrammes de fréquence sont très étalés : (0 à 1500 μm), le sédiment occupant tout l'espace granulométrique étudié. Les modes des histogrammes (groupant 20 à 24% de l'échantillon) sont franchement situés vers le pôle grossier (entre 1200 et 1400 μm) (46% du sédiment entre 1200 et 1500 μm). Les valeurs de la médiane ($Q_2 = 983 \mu\text{m}$, échantillon 427) sont très élevées ($Q_2 = 1006 \mu\text{m}$ échantillon 310) et confirment la granulométrie relativement grossière des sables de Ste Anne. Les valeurs assez faibles des écarts types ($\sigma = 5,77$ échantillon 427 ; $\sigma = 5,63$ échantillon 310) traduisent un sédiment dont les particules se répartissent dans de nombreuses classes granulométriques ; dans ce cas précis une amorce de classement concerne les plus grossières..

Ces résultats confirment les précédents, à savoir que les formations sablo-gréseuses de la vallée de Cimay et des "Gros Cerveaux" de Ste Anne, sont caractérisées par un sédiment relativement grossier, peu ou mal calibré très hétérogène.

B - 3. Les analyses portent sur les formations calcaréo-argileuses et gréseuse du Cénomanien moyen de la coupe de la carrière de la Cimaye. (échantillons 312 et 421) (formation 4). Les histogrammes de fréquence montrent que l'ensemble du sédiment est dispersé entre 0 et 1000 μm . Les modes des histogrammes se placent entre 100 et 200 μm (24% du sédiment) pour l'échantillon 312 et entre 500 et 600 μm (23%) pour l'échantillon 421. Les valeurs de la médiane ($Q_2 = 389 \mu\text{m}$: échantillon 312 $Q_2 = 526 \mu\text{m}$ échantillon 421) confirment un étalement des histogrammes dans la partie "moyenne" du domaine d'investigation. Le sédiment est de taille "moyenne" (70 à 80% du sédiment est inférieur à 700 μm , la tendance générale se situe davantage vers les particules moyennes à fines. Les écarts type de valeur moyenne ($\sigma = 7,81$ échantillon 312 , $\sigma = 7,08$ échantillon 421) attestent une répartition moyenne du sédiment dans les diverses classes. Ces analyses montrent les différences granulométriques qui existent entre les formations grossières mal calibrées, hétérogènes des sables de Ste Anne (Cénomanien inférieur) et celles du Cénomanien moyen de la coupe de Cimay moyennes à fines et plus homogènes

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les passées de grès glauconieux riches en quartz qui constituent le sommet de la formation n°2 de la coupe de Cimay.

a) Morphologie : quartz N.U.L.E. 90% N.U.N.E. 7,5% E.L. absents R.M. 2,5 %

b) Morphométrie - Endoscopie : cortège des quartz de socle uniquement. Quartz de type granitique 60%, quartz métamorphique 40 %, absence de quartz rhyolitique.

c) Exoscopie : (planche Q5 : photo 1 à 4) Les quartz de Ste Anne d'Evenos sont caractérisés par d'anciennes traces d'actions éoliennes (croissant de choc) polies par un épisode marin mis en évidence par la présence de nombreux dépôts siliceux cristallisés dans les dépressions. Un épisode pédogénétique (pellicule d'altération et dépôt siliceux) peut se placer avant la reprise aquatique.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 39 et 40)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) L'éventail minéralogique établi dans les formation 1 et 2 est caractérisé par l'abondance des smectites ; s'y ajoutent l'illite, la kaolinite et les interstratifiés 10. 14S.

b) La formation n°3 dite des grés et sables de Ste Anne montre la prédominance de la kaolinite (6/10), l'illite assez abondante, les smectites et les interstratifiés 10.14S complètent l'ensemble.

c) Dans la formation n°4 (Cénomaniens moyen) l'assemblage minéralogique montre l'abondance des smectites et de la kaolinite ; les interstratifiés 10.14S. sont présents.

d) La formation n°5 (barre des Aiguilles) montre l'abondance des smectites et de l'illite et la présence de la kaolinite.

2) Analyses élémentaires semi-quantitatives (M.E.B.) : elles ont été effectuées dans la formation marneuse n°1 très riche en smectites (8/10) et ont donné les résultats suivants :

Echantillon :			Site : CIMAYE		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
59,6	31,6	5,3	0	1,2	2,8

On est donc en présence de smectites alumineuses.

3) Observations au M.E.T. : Les observations microscopiques de cette formation très riche en smectites montrent des particules floconneuses à contours irréguliers

E - Minéralogie Pétrographie (fig. 57)

1) Les observations concernent d'une part les grés et sables de Ste Anne (formation 3) et d'autre part les formations calcaréo-marneuses qui leur sont superposées (formation 4)

1.1. Grés et sables de Ste Anne : (formation 3)

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds

disthène (+)

staurotide (++)

staurotide cannelée (+)

zircon (++)

tourmalines brune et bleue (+++)

grenat (+)

rutile (+)

opaque (+)

a.2. Autres minéraux

feldspath : feldspaths potassiques parfois perthitiques (++)

feldspaths plagioclases plus rare (+)

quartz (+++)

quartz ronds à extinction roulante : de filons

quartz à extinction ondulante, engrenés, contenant des cristaux de muscovite ; ils sont d'allure sub-automorphe ; ce sont des quartz de granite.

quartz avec golfes de corrosion et mésostase accolée et circulaire autour des grains. Ce sont les quartz typiques des rhyolites nombreux quartz très petits, anguleux, brisés et craquelés (fragments)

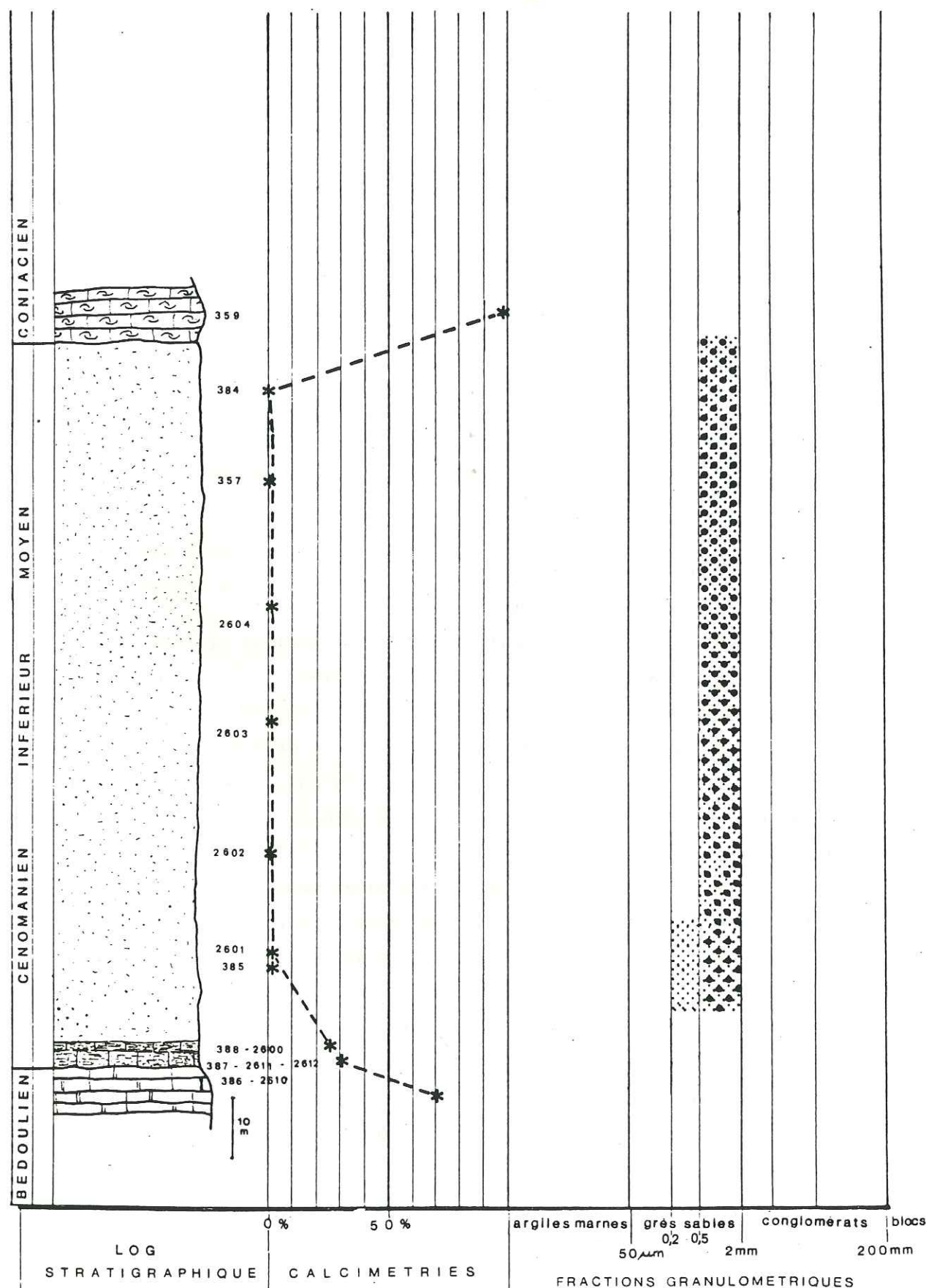
micas (+) : biotite ; muscovite.

b) Pétrographie :

galets de quartzites

micropegmatite (faciès de bordure granitique)

VAL D'AREN TOULOUSANNE



1.2. Les formations calcaréo-marneuses d'âge cénomanien moyen (formation 4) ont montré un cortège minéralogique caractérisé par des quartz à contours anguleux, arrondis, ou hexagonaux profondément corrodés provenant de rhyolites et de granites, des feldspaths potassiques (essentiellement), des micas, des minéraux lourds (tourmaline notamment) plus rares mais de composition identique à l'assemblage précédent.

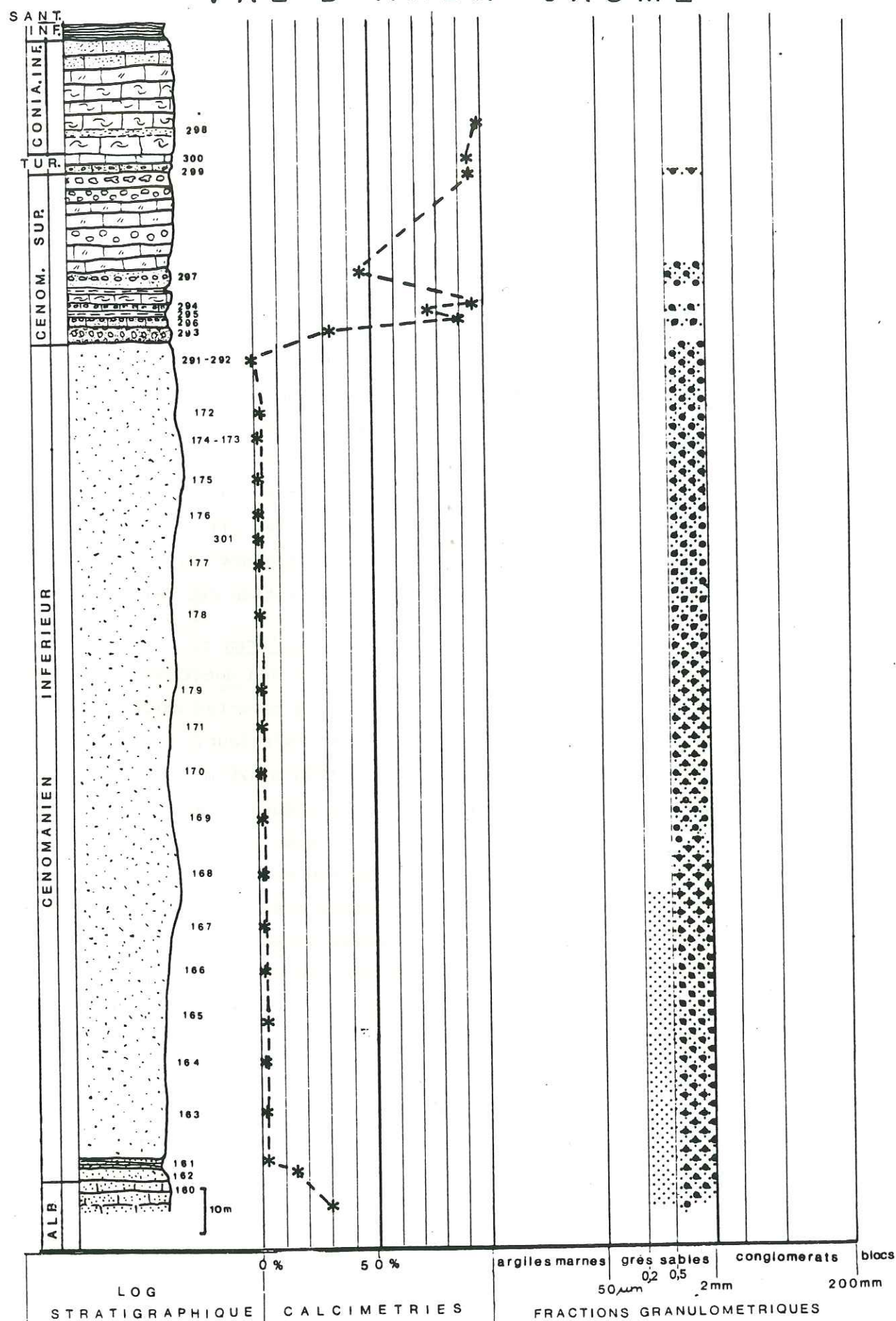
N.B. Du point de vue de la minéralogie et de la pétrographie, les formations indurées des Gros Cerveaux et de Ste Anne ne sont pas différentes des sables pulvérulents ; un ciment de cristaux grossiers de calcite constitue le matériel d'induration des reliefs en boules. On observe parfois, une silicification postérieure aux dépôts de la matière argileuse détritique : s'il y a une altération elle est très ménagée : en effet on ne rencontre jamais dans les lames minces de figures en accordéons caractéristiques des kaolinites de néoformation ni de traces d'altération des feldspaths.

IV.1.2.1.2.4.2. Les secteurs du Val d'Aren :

a) Le secteur principal situé 2 km au Sud Ouest du village de Ste Anne d'Evenos est connu pour ses sablières ouvertes dans la formation des "sables de Ste Anne" datée du Cénomanien inférieur.

Cette puissante série détritique (100 à 120 m) azoïque est constituée de sables meubles quartzeux et feldspathiques pauvres en carbonates (1 à 2%) présentant sporadiquement des séries de stratifications horizontales et obliques. L'ensemble de la formation est disposé en corps lenticulaires plurimétriques à pluridécamétriques présentant une morphologie en dôme. Près du village de Ste Anne, cette formation est souvent indurée elle présente des morphologies particulières en boules formant cavernes (taffoni) et surplombs (Gros Cerveaux de Ste Anne) (1 à 2% de CaCO_3). Dans ces grottes, piliers, dykes, champignons de sable sont bien visibles. Mercadier (1984) faisant référence à de nombreux travaux effectués sur des séries sableuses actuelles attribue l'ensemble de ces structures à des échappements de fluide ; il s'agirait selon cet auteur de "Water transfer structures" dues à des causes sismiques. Ces échappements d'eau pourraient

VAL D'AREN JAUME



expliquer l'aspect particulièrement propre des sables de Ste Anne. D'autres observations montrent que la cohésion des sables va de pair avec leur granulométrie ; les formations de sable meuble étant formées de grains dont la taille est toujours supérieure à celle des sables consolidés. Signalons encore que l'examen en lame mince des sables indurés montre qu'il s'agit d'un micropoudingue à quartz dans lequel les feldspaths sont encore en bon état. Il s'agit d'un grainstone à gros quartz supporté par une phase gréseuse à petits quartz. Le ciment matriciel essentiellement siliceux participerait secondairement à la consolidation locale et partielle de la formation favorisant ainsi l'érosion caractéristique en boule des sables de Ste Anne.

Remarque : Dans la carrière du Val d'Aren, les sables meubles constituent l'ensemble du gisement ; l'exploitation de ces sables a probablement nécessité le décapage de la croûte indurée sommitale ; ceci expliquerait en partie son absence dans ce secteur occidental de la formation des sables de Ste Anne.

b) Au col de la Toulousanne : la formation sableuse est directement superposée au Bédoulien (Philip 1970) (lutite micritique calcaire 70% de CaCO_3). Le contact entre les deux formations est bien visible au col et dans le ruisseau situé au fond du vallon. Les grès de base mal consolidés montrent des litages obliques et entrecroisés (5 à 10 m). Il s'agit d'un packstone quartzique microsparitique avec quelques bioclastes (25-30% de CaCO_3). Le reste de la formation (100 à 200 m) est constitué de sables meubles quartziques (1% de CaCO_3). Localement on observe quelques lentilles marno-argileuses (25 - 30% de CaCO_3) interstratifiées dans les sables.

Remarques : 1) L'intervalle stratigraphique entre le Bédoulien et les sables (Cénomanien inférieur à moyen) se complète peu à peu vers l'Est (carrière de la Matelotte) par une série datée du Gargasien, Clansayésien, Albien. (Philip 1970, Conte et Tronchetti 1972)

c) Plus au Nord Ouest les calcaires du Bédoulien sont bien visibles sous les sables du Val d'Aren ; ces derniers sont "couronnés" à leur sommet par la barre de la Jaume (Coniacien calcaire).

c1) Le passage à cette formation se fait par l'intermédiaire de brèches sédimentaires (micropoudingue fortement broyé ; remplissage de calcite secondaire très important) ; on note également l'abondance de gros quartz arrondis et la présence de nodules ferrugineux mal calibrés (Hématite, goethite) Il s'agit d'un grès à phase de liaison microsparitique (35% de CaCO_3). Le Cénomanién supérieur basal montre l'alternance de bancs carbonatés (> 90% de CaCO_3) et marneux (75% de CaCO_3) ; une passée sableuse (45% de CaCO_3) interrompt cette succession ; enfin le Cénomanién supérieur devient franchement calcaire. Localement on observe des calcaires gréseux noduleux équivalents de ceux de la barre des Aiguilles.

c2) Au sommet des formations sommitales du Cénomanién on observe une surface de discontinuité avec croûte ferrugineuse représentant probablement le Turonien qui est ici extrêmement réduit. (>90 % de CaCO_3) Le microfaciès montre des éléments de brèche dans une boue sableuse bioclastique et à quartz.

c3) La barre de la Jaume (Coniacien) est constituée principalement de formations calcaires variées contenant des rudistes, des coraux et des algues. (35m) (>90 % CaCO_3) Il s'agit d'un wackestone-packstone.

Ces résultats mettent en évidence la grande importance et les très faibles teneurs en carbonates (1 et 2%) des sables de Ste Anne.

A - Granulométrie des sables. (fig. 10, 11 et 20)

Les échantillons ont été prélevés dans les sables du Val d'Aren ("sables de Ste Anne"). La taille moyenne est celle d'un "sable moyen". L'étalement dimensionnel est faible : les particules transportées ont la même taille ; l'énergie est constante. Les sables sont bien classés dans l'ensemble ; les histogrammes de fréquence sont peu aigus à moyennement aigus. Le facteur hydrodynamique montre (échantillons 171, 177, 176) un sédiment facilement entraîné par l'agent de transport ; pour les échantillon

165 et 174 la mise en mouvement serait plus difficile (FH négatif). Le triage est bon, parfois très bon. L'échantillon 165 montre une courbe symétrique ; les autres prélèvements montrent une asymétrie positive : la prépondérance des éléments grossiers est nette (lévigation, lessivage importants). L'écart type présente des valeurs faibles (échantillons 165 et 174) et dans ce cas les courbes sont de type linéaire. Les autres échantillons ont un écart type moyen variant de 5 à 6 ; les courbes cumulatives ont alors une très nette tendance parabolique (échantillon de la partie centrale de la formation)

Conclusions : cette étude montre que dans l'ensemble il s'agit d'un "sable moyen", bien trié ; les particules toutes de même taille attestent une énergie constante et un régime hydrodynamique bien établi. La tendance des courbes vers le type parabolique est nette (lévigation) ; ces résultats suggèrent un sédiment en fin d'évolution.

B - Granulométrie des grès : Région du val d'aren : Les "sables de Ste Anne" sont parfois indurés par un ciment matriciel essentiellement siliceux ; il s'agit alors d'un micro-poudingue composé pour l'essentiel de quartz hétérométriques.

1) Secteur du col de la Toulousanne : partie sommitale de la formation (échantillon 384) histogramme de fréquence très étalé de 100 à 1300 μm . mode entre 800 et 300 μm (16% du sédiment). Médiane ($Q_2 = 708 \mu\text{m}$) assez élevée, sédiment grossier. Ecart type ($\sigma = 4,89$) montrant une très grande répartition des particules. Base de la formation (éch. 385) : Histogramme de fréquence très étalé de 0 à 1100 μm . Mode entre 100 et 200 μm (17% du sédiment). Médiane ($Q_2 = 350 \mu\text{m}$) traduisant des particules de taille intermédiaire (moyenne). Ecart type ($\sigma = 5,57$) indiquant un sédiment hétérogène.

2) Secteur du Val d'Aren - Barre de la Jaume :

Partie médiane de la formation (échantillon 301) : Histogramme de fréquence très étalé de 0 à 1500 μm . Mode entre 300 et 400 μm (13%

du sédiment). Médiane ($Q_2 = 700 \mu m$) assez élevée ; sédiment grossier. Ecart type ($\sigma = 2,30$) très petit indiquant une répartition du sédiment dans un très grand nombre de classes granulométriques.

Sommet de la formation : (échantillon 292) histogramme très étalé de 0 à 1500 μm et bimodal : mode à 500 600 et 900 1000 μm . Médiane ($Q_2 = 711 \mu m$) élevée ; sédiment grossier. Ecart type ($\sigma = 4,95$) traduisant un sédiment hétérogène.

Ces résultats confirment ceux de la vallée de Cimay à savoir que les sables et grès de Ste Anne sont caractérisés par un sédiment grossier dont les particules sont réparties dans un grand nombre de classes granulométriques.

Remarques : Dans le secteur de la Toulousanne les sédiments du sommet de la formation sableuse sont plus homogènes et leur granulométrie plus fine.

Rappelons à ce propos que l'on avait observé un sédiment de ce type dans les formations du Cénomanién moyen de la carrière de Cimay. Les sédiments qui constituent le sommet de la formation de Ste Anne pourraient peut être annoncer cet épisode plus calme.

C - Etude des quartz

Les analyses concernent des sables de Ste Anne dans les secteurs du Val d'Aren et de Cimay.

a) Morphoscopie :	Ste Anne Cimay	Val d'Aren
Quartz N.U.L.E.	90,0%	85,0%
N.U.N.E.	7,0%	7 %
E.L.	0,5%	1%
R.M.	2,5%	7%

b) Morphométrie Endoscopie

Echantillon : VAL D'AREN				Site :	
Quartz xénomorphes				Quartz automorphes	Total des quartz rhyolithiques
	GR.	META.	RH.	RH.	RH.
Sainte-Anne	25	30	43,9	1,0	0,1
	20	30	49	1,0	
Val d'Aren	10	20	68,2	1,8	
	10	25	63,4	1,6	

Ces résultats montrent l'abondance des quartz automorphes rhyolithiques dans les cortèges minéralogiques de Ste Anne et du Val d'Aren (1 à 2%). Ces pourcentages sont significatifs, puisque dans les rhyolites sensu stricto, (A. Prone 80) les quartz automorphes dépassent rarement 5%. Si l'on tient compte des reprises successives ce chiffre laisse prévoir des variations quantitatives relativement faibles dans la sédimentation.

c) Exoscopie : (planches Q6 : photo 1 à 8, Q7 : photo 9 à 16)
Les traces d'action mécanique (épisode éolien très ancien : croissant de choc) sont bien émoussées ; une reprise ultérieure en milieu deltaïque est identifiée (néogénèse de type deltaïque polie) ; une reprise en milieu marin intertidal de basse énergie (réseau anastomosé) à infratidal (V de dissolution orientés sur les sommets des grains) conduit, en même temps qu'une dissolution progressive des néogénèses deltaïques, à la formation de réseaux anastomosés ou à une dissolution orientée. Ces caractères s'accordent pour indiquer un épisode final marin peu profond.

En conclusion nous voyons que les sables de Ste Anne et du Val d'aren sont caractérisés par des cristaux de quartz à surface bien cristallisée très propre typique des milieux marins et par des grains avec figures de néogénèse à gradient de polissage typiques de milieux deltaïques

D - Minéralogie des argiles. (fig. 41 et 42)

D - 1. Val d'Aren Toulousanne :

1) Analyses de la fraction argileuse :

a) L'éventail minéralogique établi dans les formations calcaires noduleuses ou micritiques du col (Aptien : Bédoulien) est caractérisé par l'abondance ou l'exclusivité des smectites ; on note également la présence de l'illite et des interstratifiés 10.14S. et 14C. 14S.

b) La formation sableuse des grès et sables de Ste Anne- Val d' Aren montre la prédominance de la kaolinite à laquelle vient s'ajouter l'illite assez abondante. Localement, les lentilles marno-argileuses interstratifiées dans la formation présentent un cortège riche en kaolinite et smectite ; l'illite est toujours présente avec les interstratifiés 10.14S. et 14C. 14S.

c) Les calcaires sommitaux d'âge Coniacien sont riches en smectites ; kaolinite et illite complètent ce cortège.

Remarque : comme nous l'avons déjà observé dans la vallée de Cimay la formation sableuse est caractérisée par l'abondance de la kaolinite. Les formations marno-argileuses plus riches en smectites contiennent cependant encore beaucoup de kaolinite ; les niveaux marno-argileux de la base de la coupe sont constitués essentiellement de smectites.

2) Analyses élémentaires semi quantitatives : les résultats obtenus à la microanalyse couplée au M.E.B. sur les échantillons très riches en smectites des passées marneuses (356) sont les suivants :

Echantillon : 356			Site : VAL D'AREN		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
56,9	34,7	4,7	0,8	1,2	1,7

Ceux ci montrent qu'il s'agit de smectites alumineuses.

3) Les observations au M.E.T. : Celles-ci sont effectuées dans les mêmes formations marneuses que précédemment ; l'échantillon est caractérisé par des particules smectitiques d'apparence floconneuse.

D - 2. Val d'Aren - Jaume :

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) Les grès et sables glauconieux situés à la base de la coupe sont caractérisés par un éventail minéralogique également riche en illite et glauconite à 10 A, smectite et kaolinite (échantillons 160, 161, 162)

b) La formation des sables du Val d'Aren montre la prédominance de la kaolinite ; l'illite y est relativement abondante ; dans les niveaux marneux s'ajoutent les smectites et les interstratifiés 10.14S. et 14C. 14S. (échantillons 163 à 179 et 291,292)

c) Dans la formation C1 de la barre de la Jaume, les smectites dominant ; la kaolinite est encore abondante ; l'illite et les interstratifiés 10.14S.14C.14S. sont présents.

d) Le sommet de la coupe (formation C2) est caractérisé par l'abondance des smectites et de l'illite, la kaolinite est assez rare.

Remarque : la formation des grès et sables du Val d'Aren est caractérisée par la prédominance de la kaolinite, l'illite étant cependant toujours bien représentée.

2) Observations au M.E.T. : Nous avons effectué une série d'observations microscopiques dans la formation sableuse du Val d'Aren essentiellement riche en kaolinite ($K = 7/10$; $I = 3/10$). L'illite se présente sous la forme de grosses particules à contours flous ; la kaolinite git sous la forme de petite baguettes pseudo-hexagonales.

E - Minéralogie Pétrographie. (fig. 58, 65 et planche 21 photo b,c)

1) Dans le secteur du Val d'Aren, une étude détaillée de la formation sableuse a montré les cortèges minéralogiques suivants :

a) Minéralogie :

a.1. Les minéraux lourds :

disthène (+)

sillimanite (+)

staurotide (+++)

staurotide cannelée (+)

zircon (+++)

épidote (+)

tourmalines brune (+++) et bleue

grenat (+)

rutile (+)

monazite (+)

minéraux opaques : oxyde de fer (+) hématite et goethite

a.2. Autres minéraux :

a.2.1. Quartz (+++)

gros quartz corrodés à golfe de corrosion avec quelques échantillons entourés d'un fond felsitique caractéristique des quartz rhyolitiques.

Petits fragments aigus correspondants à des cassures ou des esquilles de quartz.

paquets de quartz engrenés : quartz de granite.

a.2.2. feldspaths potassiques (++) : orthose, microline (plus ou moins altérés : oxyde de fer)

plagioclases rares (+)

a.2.3. micas : muscovite (+)

a.3. Etude des zircons :

Cristaux très automorphes avec inclusions, cupules de croissance et parfois arrondis. Aire de répartition des populations assez large avec essentiellement des cristaux de type S ; type S11 rares ; (S18 très dominants ; S12, S13, S23, S24). Dans les diagrammes (IA, IT) le point moyen a pour coordonnées : (I.A, I.T) = (403, 564). Les observations permettent de préciser une origine calco-alcaline très nette essentiellement de type volcanique (rhyolites, rhyodacites ignimbrétiques) ou de type

grenu (granites, granodiorites voire diorites).

2) Au col de la Toulousanne les grès indurés de la base de la formation sableuse ont livré une association minéralogique riche en feldspath (microline) quartz et biotite consolidés par un ciment fait de gros cristaux de calcite ; dans le cortège pétrographique signalons l'abondance des quartzites.

IV.1.2.1.2.5. La région Nord Toulonnaise.

Les coupes étudiées se situent sur le versant Sud du Mont Caumes près du village du Revest les eaux (Nord de Toulon).

IV.1.2.1.2.5.1. Le Cénomaniens de Malvallon -Coste Belle : la coupe est bien visible au pied du Mont Caumes à l'Ouest du village du Revest. Plan directeur Toulon 2 X = 890.8 Y = 103.6. Dans une succession de couches redressées à la verticale, on observe du Sud vers le Nord, 3 ensembles bien distincts :

1) L'Aptien supérieur et l'Albien inférieur (indifférenciés) : ce sont des calcaires noirs siliceux et marno-calcaires feuilletés. L'Albien supérieur (barre de Coste Belle) est représenté par une calcarénite sableuse à cassure rougeâtre (10m) (75% CaCO₃). Sous cette formation on note la présence de rares quartz anguleux et de glauconie. L'association micropaléontologique comprend des foraminifères planctoniques, benthiques à tests calcaires imperforés (Miliolites) et agglutinants (Textulaires) et des radiolaires. Le ciment est calcitique.

2) Le Cénomaniens inférieur : cette formation, est essentiellement représentée par des sables blancs azoïques, très pauvres en CaCO₃ (1 à 3%) et contenant de nombreux quartz hétérométriques. Ces sables particulièrement propres ont été exploités anciennement pour la construction et ne sont pas sans rappeler ceux de la région de Ste Anne d'Evenos.

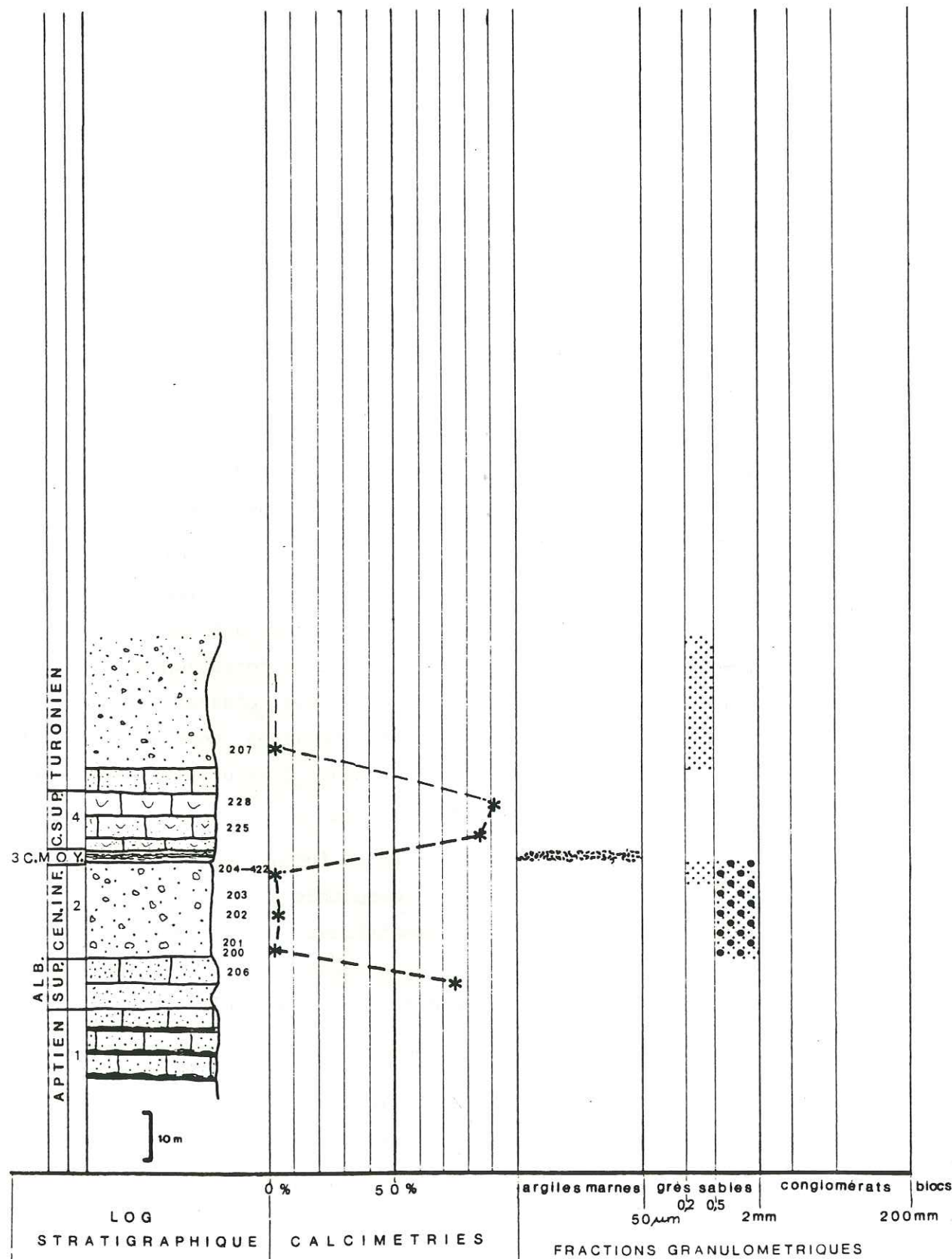
3) Le Cénomaniens moyen marneux est mal visible.

4) Le Cénomaniens supérieur récifal est caractérisé par des calcaires blancs marmoréens (85 à 90% de CaCO₃) à Rudistes et Chondrodontes.

A - Granulométrie des sables. (fig. 12 et 21)

Les échantillons ont été prélevés dans les sables blancs du Cénomaniens inférieur de la carrière du Revest (formation 2).

REVEST MALVALLON



Le sédiment est constitué en majeure partie d'un sable "moyen". L'étalement dimensionnel est moyen. Les sables sont bien classés : Les histogrammes de fréquence moyennement aigus à peu aigus ; Le facteur hydrodynamique positif indique un sédiment facilement entraîné par l'agent de transport ; très bon triage par les courants : vitesse modérée ; Asymétrie positive attestant la prédominance des éléments grossiers ; L'écart type est moyen ; Les courbes cumulatives ont une tendance parabolique.

B - Granulométrie des grès. (fig. 30)

Les analyses concernent les sables blancs, grès et calcaires gréseux riches en nombreux quartz hétérométriques qui constituent la formation 2 (éch. 204 et 422) : histogramme de fréquence très étalé entre 0 et 1500 μ m ; mode compris entre 300 et 500 μ m (35% du sédiment) ; Les valeurs de la médiane ($Q_2 = 436 \mu$ m) traduisent des particules de taille moyenne ; L'écart type ($\sigma = 5,65$) indique un sédiment moyennement classé. Remarque : ces résultats ne sont pas sans rappeler ceux concernant les sables du Val d'Aren, Ste Anne.

C - Etude des quartz.

Dans ce secteur les observations portent sur les sables blancs hétérométrique de la base de la coupe (formation 2)

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 90% ; N.U.N.E. 7% ; R.M. 2,5% ; E.L. 0,5%.

b) Morphométrie Endoscopie

quartz xénomorphes : granitique 30% ; métamorphique 40%.

quartz de type rhyolitique 30% dont 1% d'automorphes.

c) Exoscopie : (planche Q8 photo 1,2,3) Les quartz de la formation

sableuse du Mont Caumes montrent des traces d'actions mécaniques anciennes (croissants de choc éoliens) ; celles-ci sont suivies d'une reprise importante des grains en milieu deltaïque marquée par des figures de néogénèse à gradient de polissage ; un dernier stade pédogénétique (petits dépôts siliceux et légère pellicule d'altération) est également reconnu.

D - Minéralogie des argiles (fig. 43)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse.

a) L'éventail minéralogique qui caractérise les sables blancs du Revest (formation 2) traduit la nette prédominance de la kaolinite ; celle

ci est toujours accompagnée par l'illite assez abondante ; les minéraux interstratifiés parfois présents sont de type 10.14S. et 14C. 14S..

b) Dans la formation n°4 appartenant au Cénomanién supérieur carbonaté l'illite domine ; la kaolinite est toujours relativement abondante ; on note l'apparition des smectites.

c) Dans le secteur de Puits Charlois (au Nord Ouest de ce secteur) les marnes bleues du Gargasien sont caractérisées par la prédominance des smectites ; Illite et interstratifiés sont également présents.

2) Observations au M.E.T. : un certain nombre d'observations microscopiques ont été effectuées dans la formation sableuse n°2 très riche en kaolinite (I. 1/10 K = 9/10) ; l'illite bien visible se présente sous forme de grosses particules à contours irréguliers ; la kaolinite, est caractérisée par de petites particules assez bien cristallisées de forme pseudo-hexagonale. (planche M8 photo 4)

E - Minéralogie. (fig. 59 et 66)

La formation sableuse n°2 de la base de la coupe est caractérisée par l'association minéralogique suivante :

a) Minéralogie :

a1. Minéraux lourds :

disthène usé (++)

staurotide (+++) grande taille ; couleur caramel

staurotide cannelée (++)

zircon (+++)

tourmaline verte et brune (++)

rutile (+)

grains glauconieux (++)

minéraux opaques (++) oxyde de fer (+) hématite

a2. Autres minéraux :

quartz (+++)

quartz de rhyolites : hexagonaux avec golfes de corrosion

quartz assez ronds, isométriques de filon, à extinction roulante

quartz métamorphiques (quartzites ?)

petits quartz anguleux craquelés et fissurés.

micas (+) muscovite et chlorite

feldspaths (++) orthose surtout, microcline très rare

a3) Etude des zircons : elle montre un étalement des populations sur une grande partie du diagramme : (I.A. I.T.) avec prédominance des types S et rares types U ; on observe également une distribution privilégiée sur deux zones du graphique où les types S2 et S19 S24 sont majoritaires. Dans le diagramme I.A. I.T. le point moyen a pour coordonnées ; (I.A. I.T.) = (400, 500) Les cristaux ont un origine calco-alcaline dominante (mais on n'observe pas de zircons alcalins issus de rhyolites type Esterel) et une origine métamorphiques moins marquée (de type migmatitique)

IV.1.2.1.2.5.2. Le Cénomanién de Fiéraquet et du stade du revest.

* Le Cénomanién de Fiéraquet plan directeur Toulon 2 X = 891,6 ; Y = 104,8. Au nord du village du Revest, au dessus de la bauxite dont le mur est urgonien, les formations datées du Cénomanién moyen sont représentées par

1) Des sables roux, marnes à lamellibranches à tests blancs (12% CaCO₃) (3m) et poches de lignite.

2) Une épaisse série calcaréo-gréseuse (70 à 90% de CaCO₃) riche en ostréidés avec intercalations épisodiques de lits argilo-ligniteux (15m) (30%CaCO₃). Le Cénomanién supérieur est constitué de deux formations :

3) calcaires gréseux (90% CaCO₃) et argilites sableuses (40%CaCO₃) (8m) représentant la partie inférieure du Cénomanién supérieur.

4) Grès roux et calcarénites interprétés comme l'équivalent de la 2eme barre à rudistes (partie supérieure du Cénomanién supérieur)

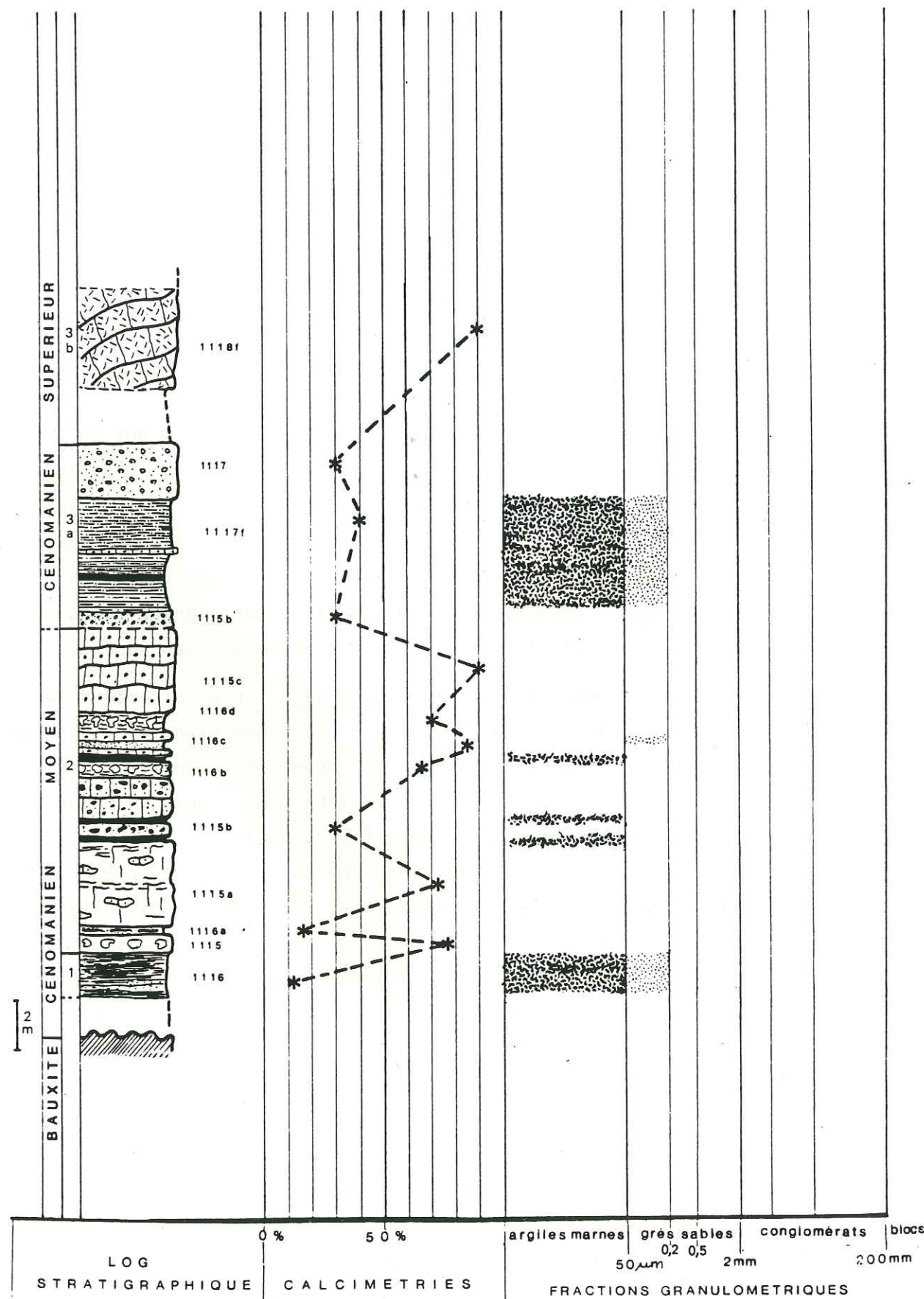
* Le Cénomanién du Stade du Revest : plan directeur Toulon 2 X = 891,5 Y = 104,0. Comme à Fiéraquet le Cénomanién inférieur est absent. Au dessus de la bauxite, le Cénomanién moyen est composé de deux formations

1) Argiles rouges et grises (1m) constituées en majorité par les reprises de la bauxite sous-jacente (<5% CaCO₃)

2) Alternance de calcaires argilo-gréseux (60 à 80% CaCO₃) et d'argilites sableuses (10m) et ligniteuses (10 à 30% CaCO₃) très riches en matières organiques. Les quartz contenus dans ces argilites sont hétérométriques, arrondis, anguleux à subanguleux et souvent corrodés. Les calcaires argileux (packstone bioclastique) ont livré des foraminifères benthiques à tests calcaires perforés (Rotalina), imperforés (Miliolles Préalvéolines) lamellibranches (Ostréidés très abondantes). Le ciment est une microsparite parfois ferrugineuse et argileuse.

3) La partie inférieure du Cénomanién supérieur, est constituée par des calcaires marneux noduleux (80%CaCO₃) et argilites (65%CaCO₃) (5-10m) Le microfaciès des calcaires marneux (wackestone) a montré la présence de foraminifères benthiques, de fragments de lamellibranches (Ostréidés), gastéropodes et échinodermes. La matrice est micritique.

REVEST FIERAQUET



Dans les deux coupes, en l'absence de Cénomanién inférieur les argilites sableuses et ligniteuses du Cénomanién moyen constituent les passées détritiques les plus pauvres en CaCO₃.

A - Granulométrie des grès. (fig. 40)

Les analyses ont porté sur les calcaires argilo-gréseux qui constituent en partie la formation 2 de la coupe du Stade du Revest.

- A la base de la formation (éch. 1104) : l'histogramme montre un sédiment s'étalant entre 0 et 800 μm. Le mode (45% du sédiment) étant situé vers les particules les plus fines (0 à 100 μm). La médiane (Q₂ = 110 μm) montre que le sédiment est très fin. L'écart type (σ = 12,74) confirme une bonne homogénéité.

- Au sommet de la formation (éch. 1109) L'histogramme très étalé se déplace au contraire vers les particules grossières (1100 à 1500 μm) La médiane (Q₂ = 1264 μm) très élevée montre qu'il s'agit d'un sédiment très grossier. L'écart type (σ = 7,42) indique un sédiment réparti moyennement dans les différentes classes granulométriques

B - Etude des quartz.

Le Cénomanién moyen de la région du Revest est caractérisé par des sables roux (Fieraquet formation 1) et des argilites sableuses (stade du Revest formation 2) sur lesquels ont porté nos observations.

a) Les quartz contenus dans ces formations sont peu nombreux et n'ont pas permis d'effectuer des comptages fiables.

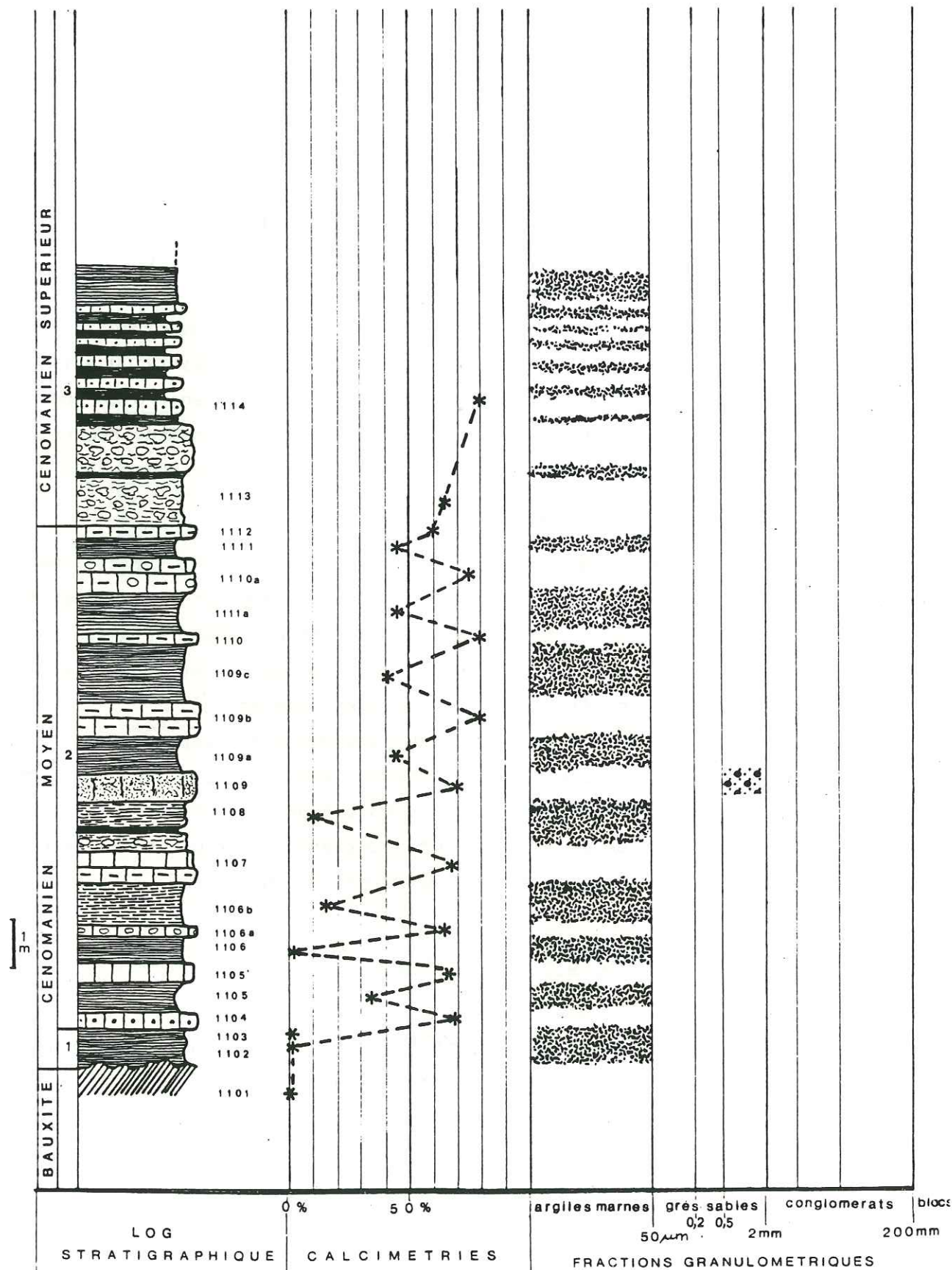
b) L'histoire géologique des sédiments est cependant possible grâce à l'étude exoscopique. Les observations très voisines nous permettent de regrouper les résultats (planches Q8 : photo 4,5,6) Les quartz du Cénomanién moyen de ce secteur sont caractérisés par un stade marin intertidal de basse à moyenne énergie ayant précédé un épisode deltaïque assez discret.

C - Minéralogie des argiles. (fig. 44 et 45)

C - 1. Fieraquet :

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : dans les formations 1 et 2 (Cénomanién moyen) la kaolinite est dominante ; les smectites et l'illite sont relativement abondantes ; présence d'interstratifiés 10-14S, 14C-14S.

REVEST STADE



C - 2. Stade du Revest.

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) La formation n°1 dans laquelle sont remaniés des éléments de bauxite, contient exclusivement de la kaolinite.

b) L'ensemble 2 est caractérisé par la prédominance de la Kaolinite ; les smectites relativement bien représentées sont de plus en plus abondantes depuis la base vers le sommet de la formation où elles finissent par dominer. L'illite et les minéraux interstratifiés 10-14S, 14C-14S. sont partout présents.

c) La formation n°3 contient la même association minéralogique que le sommet de la précédente ; les smectites dominent accompagnées de l'illite et des interstratifiés 10.14S.

2) Minéralogie : Dans la région de Fiéraquet, la population de zircons est de type S13.S15 et l'origine calco-alcaline des cristaux dominante. Dans les secteurs de Fiéraquet et du stade du Revest les cortèges de minéraux lourds sont les mêmes que ceux du Revest-Le Mont Caumes cependant, disthène usé, zircon et tourmaline dominant. Les quartz sont le plus souvent anguleux pour les plus petits et sub-anguleux à fortement arrondis pour les plus gros.

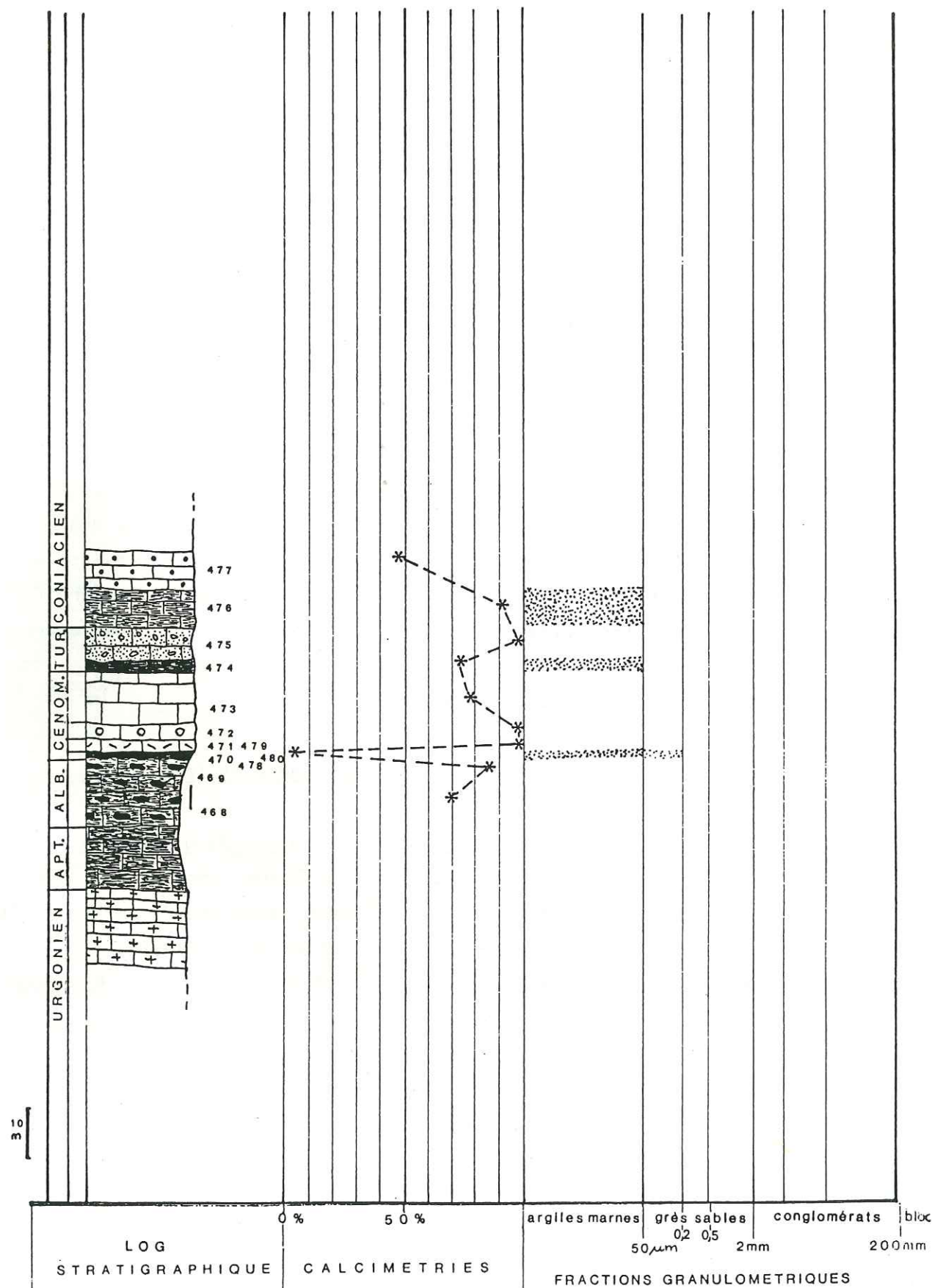
IV.12.2. Le massif de la Ste Baume et Le Synclinal de Camps.

IV.12.2.1. Dans le massif de la Ste Baume-Bettons Au sud du village du Plan d'Aups, un chemin forestier nouvellement tracé permet d'observer au niveau du vallon de Bettons une série renversée de terrains d'âge crétacé allant de l'Aptien-Albien jusqu'au Coniacien. Le Cénomanien supérieur est en général très réduit (Philip 1970). Il est visible, (Philip inédit) en position renversée au niveau du vallon de Bettons sous la haute chaîne (parautochtone) de la Ste Baume. Plan directeur Aubagne 4 X = 875,0 Y = 119,4

Sur le Turonien on observe :

1 - calcaires massifs blancs (8m) à foraminifères benthiques à

SAINTE BAUME BETTONS



tests calcaires imperforés (Milioles) et débris d'échinodermes. IL s'agit d'un wackestone à foraminifères très pauvre en quartz (> 80% de CaCO₃) La matrice est Micritique.

2 - calcaires noduleux blanchâtres (1m)

3 - calcaires bioclastiques (1m) à débris de rudistes (Radiolittidés) très abondants, échinodermes et foraminifères benthiques. Le microfaciès a montré un packstone bioclastique dont la matrice est micritique (> 80 % de CaCO₃)

4 - argilites rouges (1m) (2% de CaCO₃)

Cette série repose sur un Albien calcaréo-marneux bleuté plus ou moins siliceux (chailles). L'horizon d'argilites rouges occuperait stratigraphiquement la place de la bauxite.

A - Granulométrie des sables. (fig. 10, 12, 22)

Ce sont les argilites rouges de la formation 4 qui ont été étudiées (formation 4). Le sédiment est un sable fin ; l'étalement dimensionnel (GT fort) montre la sélection des plus grosses particules. Les sables sont bien classés ; l'histogramme de fréquence est très aigu. Le facteur hydrodynamique positif indique un sable facilement mis en mouvement par l'agent de transport. Le triage est bon. L'asymétrie très négative montre l'importance de la fraction fine. L'écart type est moyen : la courbe cumulative de type complexe montre une partie linéaire correspondant à un reliquat de particules grossières ; l'inflexion sigmoïde caractérise le sable fin qui se classe.

B - Minéralogie des argiles. (fig. 46)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : les argilites rouges de la formation 4 sont caractérisées par la prédominance des smectites. La kaolinite est assez bien représentée, l'illite et les minéraux interstratifiés 10.14S. et 14C. 14S. présents ou à l'état de traces complètent le cortège argileux.

Remarques : Les formations argileuses albo-cénomaniennes sous-jacentes sont également caractérisées par l'abondance des smectites.

2) Des analyses élémentaires semi-quantitatives effectuées à la microanalyse couplée au MEB sur des échantillons très riches en smectites ont donné les résultats suivants :

Echantillon : 478 et 480			Site : BETTONS		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
64,5	25,9	6,3	1,2	1,1	0,8
50,1	34,2	12,4	1,3	1,0	0,8

Ceux-ci suggèrent que les smectites sont apparentées à la variété alumineuse.

3) Observations au M.E.T. : Les smectites qui composent la formation marneuse albo-cénomaniennne ont un aspect floconneux

Ces diverses analyses montrent que les argilites de la formation ne correspondent pas à une bauxite. Il s'agit probablement d'une argile de décalcification.

C - Minéralogie. (fig. 60 et 67)

1) Dans le Massif de la Ste Baume, les argilites de la formation 4 du vallon de Betttons sont caractérisées par le cortège minéralogique suivant

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

disthène assez gros (+++)

staurotide (++)

zircon (+++)

tourmaline brune (++)

épidotes verte et jaune (+)

rutile (+)

opaque (+)

a.2. Autres minéraux

quartz très petits (+)

micas (+)

a.3. Etude des zircons

Les cristaux cupulés, ovoïdes, un peu arrondis sont très variés.

On observe un étalement des populations avec prédominance des type S et rares types U. Dans le diagramme (I.A. I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.A, I.T.) = (422, 522). L'origine des cristaux est à rechercher dans des roches calco-alcalines et métamorphiques. Il n'y a pas de zircons des rhyolites de l'Esterel.

IV.1.2.2.2. Sur la bordure sud du synclinal de Camps La Source :

Le Cénomanienn peut être observé le long de la D12 reliant Camps à Forcalqueiret (Philip 1970). Plan directeur Brignoles 8 X = 904,7 Y = 127,6. Cet ensemble très carbonaté représenté par 6 m de calcaires (> 90% de CaCO₃), marnes calcaires (78% de CaCO₃) (2) et calcaires noduleux (> 80% de CaCO₃) (3) à foraminifères benthiques à tests imperforés (Préalvéolines), ostréidés, rudistes et petits quartz, est directement superposé au Jurassique supérieur calcaire. Ces formations sont datées du Cénomanienn supérieur (partie inférieure) ; Le Turonien supérieur calcaire surmonte directement les assises qui viennent d'être décrites.

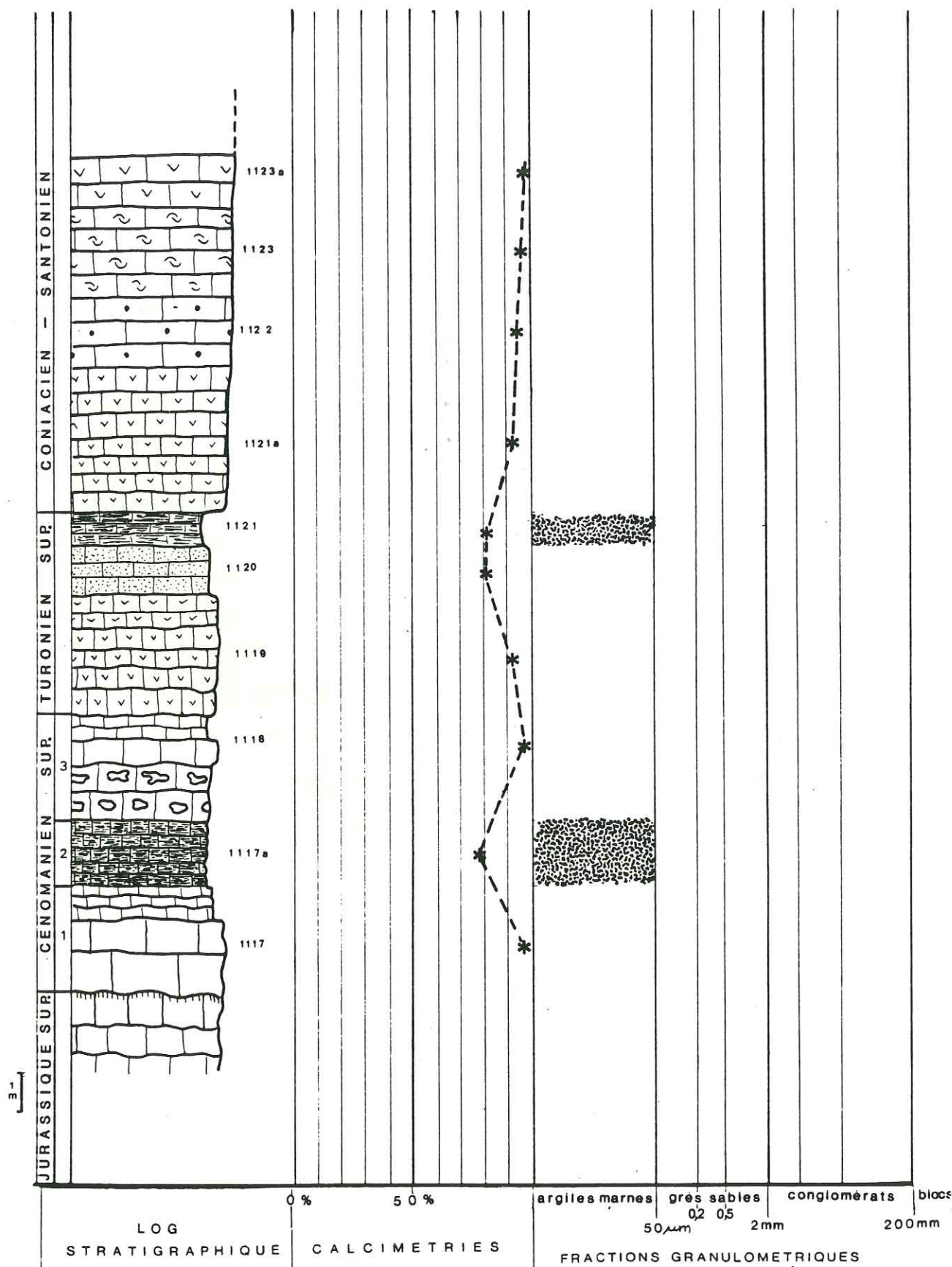
A - Etude des quartz.

Les quartz observés ont été prélevés dans la formation calcaréo-marneuse n° 2.

a) La pauvreté du matériel en quartz n'a pas permis de faire des comptages.

b) Exoscopie : Au microscope à balayage quelques observations ont été possibles (planche Q8 : photo 7) Un épisode deltaïque probablement suivi d'une reprise marine sont à retenir.

CAMPS LA SOURCE



B - Minéralogie des argiles. (fig. 47)

Les formations 2 et 3 montrent un assemblage minéralogique dominé par les smectites ; la kaolinite y est cependant assez abondante ; on note la présence de l'illite et des minéraux interstratifiés 10.14S. et 14C.14S.

C - Minéralogie. (fig. 61)

L'association minéralogique lourde, dans laquelle sont représentés le zircon (très abondant) la tourmaline brune et le rutile, est typique de vieux apports ayant transité de relais en relais (fin de sédimentation). Les zircons souvent arrondis et difficilement déterminables sont de même type que ceux que l'on rencontre assez fréquemment dans les rhyolites calco-alcalines ; on observe également quelques zircons de socle métamorphique évolué.

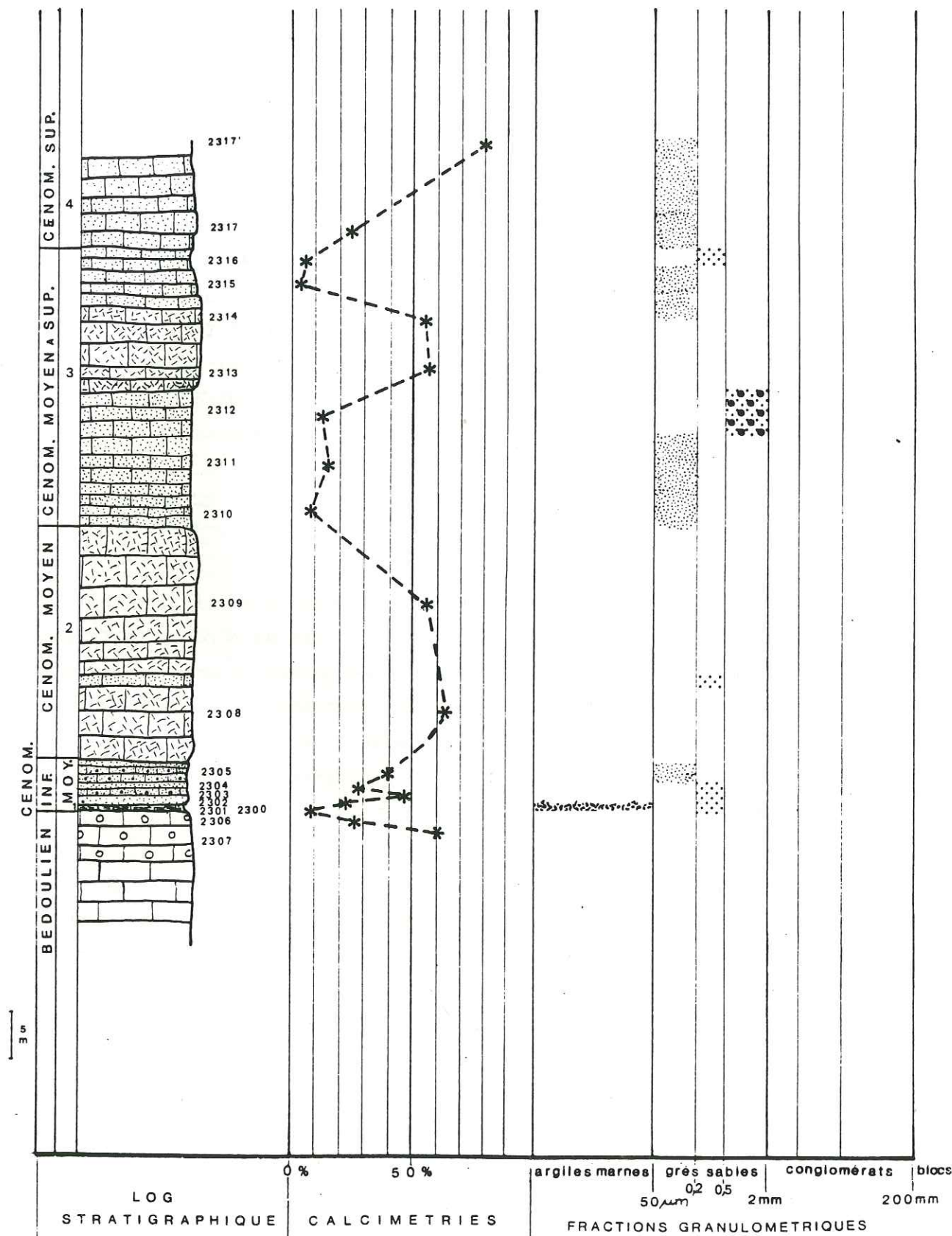
IV.1.2.3. Massif d'Allauch.

Dans ce massif le Cénomanien est présent sur l'aire centrale en relation avec les gisements bauxitifères (mines au nord de la Treille, les Bellons et mines de Cante-Perdrix (Philip 1970) et dans la série renversée au Sud-Ouest du massif près du village d'Allauch aux environs de la mine de Cagaferri au Jas du Moulet (Fabre 1940). Plan directeur Aubagne 2 X = 856,0 Y = 120,4. Sur l'aire centrale, il est acquis que du Cénomanien a pu être remanié dans le Turonien.

Iv- 2.3.1. Dans le secteur du Jas de Moulet le Cénomanien très réduit est représenté par des calcaires très riches en CaCO_3 (92%) à foraminifères benthiques à tests imperforés (Miliolites, Préalvéolines) très abondants, des fragments de rudistes et d'échinodermes. On rencontre rarement de minuscules grains de quartz. Il s'agit d'un packstone à débris bioclastiques. (planche M5 photo 15)

A Cagaferri, sur la bauxite elle-même, un niveau d'argilite a fourni des microfaunes indiquant le Cénomanien moyen - supérieur. (Babinot 1980 Tronchetti 1981)

NERTHE EREVINE



A - Minéralogie des argiles. (fig. 48)

a) Dans le secteur du Jas de Moulet le cortège minéralogique est caractérisé par l'égale importance de l'illite, des smectites et de la kaolinite.

b) A titre d'information signalons que la phase argileuse de l'Albien para-autochtone au sens structural, du Jas de Fontainebleau, est constituée d'illite et d'interstratifiés 10.14S.

IV.1.2.4. Le synclinal de Mejean - Ensues - La Redonne.

Les échantillons de ce secteur montrent des faciès semblables à ceux du Beausset.

IV.1.2.4.1. Secteur de L'Erevine : La coupe est bien visible dans le long de la tranchée Nord de la voie de chemin de fer Marseille-Martigues. Plan directeur Marseille 3 X = 835,3 Y = 118,6.

De haut en bas on observe :

- a) calcaire urgonien
- b) Bédoulien : mudstone à wackestone à micrite grise et calcaires noduleux ; Le sommet de la formation est irrégulier, creusé de perforations et de cupules remplies de sédiments d'âge cénomanien.
- c) Cénomanién

1) la formation de base (3 à 5m) est constituée par l'alternance de calcaires gréseux roux et de grès calcaireux et sables (8% de CaCO_3) contenant de très nombreux quartz petits et anguleux. Les calcaires gréseux ont livré des algues rouges (Mélobésiées), des foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Textulaires, Orbitolines), des serpulidés et des fragments de rudistes, de lamellibranches et d'échinodermes. Il s'agit d'un wackestone à ciment sparitique à microsparitique. Par comparaison avec les formations du Beausset et plus particulièrement celles du Pas d'Ouillier, les auteurs ont attribué un âge Cénomanién inférieur au Cénomanién moyen (partie inférieure) à ce premier ensemble détri-

tique. (planche M3 photo 7 et 8)

2) Un ensemble carbonaté (25 m) fait suite au précédent : Il s'agit d'un calcaire bioclastique (packstone) (60% de CaCO_3) caractérisé par l'association suivante : fragment de rudistes micritisés, échinodermes algues vertes (Dasycladacées) et foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Orbitolines, Textulaires), imperforés (Alvéolines). Ce calcaire est entrecoupé de calcaires gréseux (40% de CaCO_3) à débris noduleux riches en petits quartz anguleux, et micas. L'ensemble constituerait l'équivalent de la 1er barre à rudistes du Pas d'Ouillier datée du Cénomanién moyen. (Philip 1970) (planche M3 photo 9)

3) A la base de la formation : grés calcaire (15% CaCO_3) de couleur ocre, packstone -wackestone gréseux à orbitolines à matrice microsparitique riche en petits quartz anguleux, foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Orbitolines) et imperforés (Préalvéolines) et calcaires gréseux coquilliers à débris de lamellibranches (ostréidés) ; vers le sommet de la formation, on remarque la présence d'un épisode gréseux peu carbonaté (3 à 5% CaCO_3). Ce deuxième ensemble détritique (30m) est attribué au Cénomanién moyen à supérieur (partie inférieure).

4) "2eme barre à rudistes" sensu Philip 1970.

- a la base, la formation est un grés à éléments calcaires remaniés riche en petits quartz anguleux et grains glauconieux. (25% de CaCO_3)

- la barre carbonatée proprement dite lui fait suite : c'est un calcaire bioclastique (80% CaCO_3) compact à rudistes (Caprinidés), foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Textulaires, Orbitolines), imperforés (Milioles, Préalvéolines), lamellibranches et échinodermes. Le ciment est une microsparite. Cette formation a été rapportée au Cénomanién supérieur. Au dessus le Turonien débute par des calcaires marno-gréseux à échinidés.

Comme au pas d'Ouillier, cette coupe met en évidence deux épisodes détritiques pauvres en CaCO_3 d'âge Cénomanién inférieur à moyen-inférieur et Cénomanién moyen à supérieur et deux épisodes récifaux carbonatés d'âge Cénomanién moyen et supérieur.

A - Granulométrie des sables. (fig. 13, 23)

Les échantillons ont été prélevés dans les ensembles détritiques 1 et 3. Le sédiment est constitué par des sables moyens (éch. 2304 - 2316) et des sables grossiers (2312) ; l'étalement dimensionnel est moyen. Les sables sont toujours mal classés ; les histogrammes de fréquence sont de ce fait peu aigus. Le facteur hydrodynamique négatif montre qu'il s'agit de sables difficilement mis en mouvement par l'agent de transport. Le triage est mauvais. L'asymétrie très négative caractérise la présence de particules fines qui se classent. L'écart type est très faible pour l'échantillon 2312. La courbe est de type linéaire, l'évolution est peu poussée ; le flux dense n'a pas sélectionné. Les autres échantillons ont un écart type faible à moyen ; les courbes granulométriques ont un faciès plus complexe. On observe la présence de reliquats de particules grossières tandis que les particules les plus fines sont classées probablement par lessivage.

B - Granulométrie des grés. (fig. 31)

Les analyses concernent :

a) Les grés calcaire roux qui constituent le premier ensemble détritique (formation 1 éch. 2305)

b) Les grés clacaire appartenant au 2eme ensemble détritique (formation 3 : éch. 2311)

c) Les grés à éléments calcaires remaniés, situés à la base de la 2eme barre à rudiste (sommet de la formation 3 : éch. 2315 ; formation 4 éch. 2317). Tous les échantillons se ressemblent. Les histogrammes de fréquence se localisent entre 0 et 300 μm . Les modes sont dans tous les cas situés entre 100 et 200 μm . Les valeurs de la médiane (éch. 2305 : $Q_2 = 180 \mu\text{m}$ éch. 2311 : $Q_2 = 163 \mu\text{m}$; écha. 2315 : $Q_2 = 140 \mu\text{m}$; éch. 2317 : $Q_2 = 146 \mu\text{m}$) toujours très faibles montrent qu'il s'agit de sédiments très fins. Les valeurs de l'écart type (éch. 2305 : $\sigma = 13,53$; éch. 2311 : $\sigma = 15,31$; éch. 2315 : $\sigma = 11,56$; éch. 2317 : $\sigma = 13,71$) particulièrement élevées confirment une très bonne homogénéité du sédiment.

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les épisodes détritiques grés-sableux 1 et 3 de la coupe.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. : 98 % , N.U.N.E. : 1% , E.L. : Absent , R.M. : 1%

b) Morphométrie Endoscopie : On note la présence des quartz du socle : granitiques, métamorphiques ; la présence des quartz rhyolitiques est à souligner ; parmi ces derniers on compte 0,2 % d'automorphes : ceux-ci sont moins abondants que dans les secteurs du Beausset.

c) Exoscopie : planche Q1 : photo 7

- Les quartz de l'Erevine sont caractérisés par de nombreuses figures mécaniques polies de type éolien. Ces anciennes traces sont elles-mêmes exploitées par une néogénèse de type deltaïque. Cette dernière étant probablement reprise par un épisode marin (inter ou infratidal)

- A la Folie la Nerthe on n'observe pas de figure de type deltaïque sur les quartz et l'on note l'absence de quartz automorphe rhyolitiques dans les cortèges.

Ces résultats paraissent confirmer l'appartenance de ces deux secteurs à deux unités structurales différentes.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 49)

Analyse minéralogique de la fraction argileuse :

a) L'éventail minéralogique de la formation n°1 est dominé par les smectites, la kaolinite qui l'accompagne semble diminuer depuis la base vers le sommet de la formation ; l'illite rarement présente se trouve le plus souvent à l'état de traces.

b) Les cortèges minéralogiques qui caractérisent les formations 2 et 3 sont marqués par la prédominance de la kaolinite, les smectites restent présentes dans quelques échantillons. L'illite et les minéraux interstratifiés de type 10.14S. et 14C.14S. sont toujours bien représentés.

c) Au sommet de la coupe (formation n°4) les smectites dominent à nouveau sur l'illite et la kaolinite.

E - Minéralogie Pétrographie. (fig. 62, 68) (planche Z1 photos a,b,c,d,e,)

La formation 1 grés-sableuse de la coupe de l'Erevine est caractérisée par le cortège minéralogique suivant :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds

glaucophane (++)

disthène (++)

staurotide (++)

zircon (++)

tourmaline (++)

épidote verte (+++)

grenat (++)

rutile (+)

monazite (+)

anatase (+)

opaque (+)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++) les petits sont anguleux ; parmi les gros éléments arrondis certains sont cassés, à extinction roulante (Q de filon), d'autres sont parfois corrodés (Q de rhyolites)

feldspaths (+) très rares sub-arrondis

micas (+)

micas dur : chloritoïde (++) vert, phylliteux lamelleux

calcite (+)

Remarques : D'autres échantillons analysés de la même coupe présentent un cortège minéralogique caractérisé par des minéraux résistants :

Minéraux lourds

disthène (++)

staurotide (++)

grenat (++)

zircon (++)

tourmaline brune (++)

rutile (+)
pyrite (+)
sidérose (+)

On note l'absence de la glaucophane, du chloritoïde et de l'épidote par rapport au cortège précédent.

Nous pensons que cet assemblage minéralogique singulier est à rapporter à une pollution des assises supérieures par des sédiments d'origine alpine contenant plus particulièrement de la glaucophane, du chloritoïde, et une grande partie des épidotes ici très abondantes. Il s'agit probablement de la reprise de certains dépôts de la mer du Miocène qui a recouvert la Nerthe à cette époque apportant ainsi pour la première fois en Provence occidentale des minéraux des Alpes internes. Le fait que les assises inférieures soient plus "polluées" que les assises supérieures suggère un mode de dépôt particulier : la formation grés-sableuse de base reposant sur les calcaires bédouliens karstifiés, il paraît possible que les dépôts de la Mer miocène aient pu emprunter le réseau karstique pour atteindre les sédiments du Cénomanien inférieur. Des faits semblables ont été observés par Glard et al. (1967). Les figures de fluage et d'injection que l'on observe dans ces formations confortent cette hypothèse. Ces considérations nous amènent à choisir pour le secteur l'Erevine un cortège minéralogique expurgé des minéraux qui caractérisent le cortège alpin c'est à dire glaucophane, chloritoïde, épidote dans le cas précis qui nous intéresse.

a.3. Etude des zircons

On observe un étalement des populations sur le diagramme avec prédominance des type S et quelques rares types U (S12 dominant) ; dans le diagramme (I.A., I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.A, I.T) = (400 538). Nous avons déterminé un cortège mixte comprenant des zircons ayant une origine calco-alcaline et métamorphique (peut-être un peu plus de calco-alcalin)

IV.12.5. La Région de Martigues. Nerthe-Nord

Un ensemble de coupes, entre Martigues et la Mède permet de reconstituer la série cénomanienne locale. Le meilleur secteur d'observation se situe dans le périmètre de la Compagnie Française de Raffinage (C.F.R.) au lieu dit : le Fer à cheval. Plan directeur Martigues 5 X = 823,3 Y = 125,5. Au dessus des marnes bleues du Gargasien on observe :

1) formation 1 (8m) : sables (12% CaCO₃) et grès calcaires jaunes (25% CaCO₃) à foraminifères benthiques (Préalvéolines), argilites rouges (10% CaCO₃) et calcaires argileux à huîtres et rudistes (Caprinidés).

2) formation 2 (8m) : calcaires argileux noduleux et calcaires gréseux jaunes à foraminifères benthiques (Préalvéolines) et rudistes à canaux (Caprinidés) très riches en carbonates (75 à 90%)

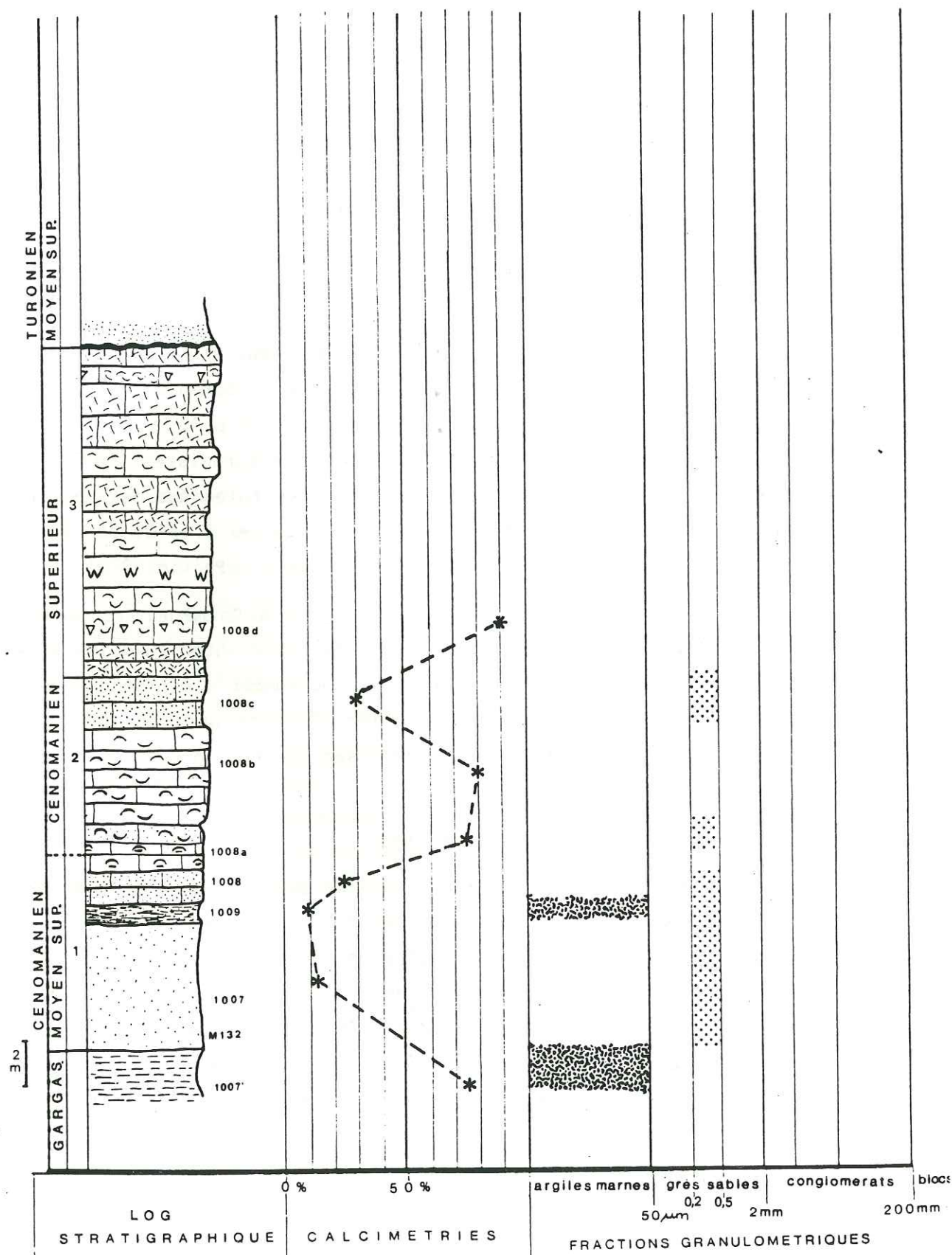
3) formation 3 (15m) : barre calcaire à rudistes (Radiolitidés, Sauvagesiinés) (>70% de CaCO₃) l'analyse paléontologique de l'association récifale de cette formation permet de la rattacher à la 2e barre à rudistes du Cénomanien supérieur du Bassin du Beausset (Philip 1970)

L'âge de cet ensemble peut être rapporté au Cénomanien supérieur (Philip 1970) mais il n'est pas exclu que la base puisse représenter au moins en partie l'équivalent des sables et des grès du 2eme ensemble détritique du Cénomanien moyen-supérieur du Pas d'Ouillier. On remarque d'ailleurs la localisation d'un épisode détritique grés-sableux très pauvre en carbonates à ce niveau.

A - Granulométrie des sables.

Les échantillons analysés ont été prélevés dans les sables de base de la formation 1 de la coupe de la C.F.R. Le sédiment est un sable très fin ; l'étalement dimensionnel moyen. Les sables sont très bien classés ; les histogrammes de fréquence sont très aigus. Le facteur hydrodynamique positif traduit un sédiment bien entraîné par l'agent de transport. Le triage est extrêmement bon. L'asymétrie est positive. L'écart type est très élevé : la courbe cumulative est de type parabolique.

MARTIGUES C.F.R.



B - Etude des quartz.

Les observations concernant les sables et calcaires gréseux appartenant à la formation 1 de la coupe de la C.F.R.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 90% ; N.U.N.E. 5% ; E.L. absent ; R.M. 5%

b) Morphométrie - Endoscopie : Le cortège de quartz de socle est seul représenté : quartz granitiques 90 %, quartz métamorphiques 10%, avec fines inclusions fluides et petits microlites. Il n'y a pas de quartz de type rhyolitique.

c) Exoscopie (planche Q1 : photos 5 et 6) les nombreuses traces d'action mécanique (cupules, croissants et V de choc) témoins d'un épisode éolien ancien sont exploitées par la dissolution marine caractéristique. Ainsi se développent des réseaux anastomosés et de petits V de dissolution orientés sur les sommets et surfaces planes des grains. Les épaisses pellicules d'altération résultant d'un épisode pédogénétique antérieur à la reprise marine des grains sont en voie de dissolution. Un épisode pédologique final avec petits dépôts siliceux affecte la surface des quartz.

C - Minéralogie des argiles. (fig. 50)

Analyse minéralogique de la fraction argileuse : dans tous les échantillons de la formation n°1 les smectites sont dominantes, le reste du cortège minéralogique étant constitué par la kaolinite et par la présence d'un peu d'illite.

D - Minéralogie. (fig. 63 et 69)

Les sables et calcaires gréseux qui constituent les assises inférieures de la coupe de la C.F.R. à Martigues - La Mède ont donné les résultats suivants :

a) Minéralogie

a.1. Minéraux lourds

disthène (++)

staurotide (++) et staurotide cannelée

zircon (++)
tourmaline brune (++)
rutile (+)
monazite (+)
opaque (+)
a.2. Autres minéraux
quartz petits et anguleux (+++)
micas : biotite, muscovite (+)

a.3. Etude des zircons : la population observée semble étirée selon l'axe I.T. Les minéraux montrent la prédominance des type S : S18 S19 S24 (type U presque inexistant). Dans les diagrammes (I.A., I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.A, I.T) = (574 , 573) . Dans l'ensemble une origine calco-alcaline caractérise largement le cortège des zircons.

IV.2. LE TURONIEN.

Au cours du Turonien, selon Philip 1970 l'évolution paléogéographique se traduit ainsi : Au Turonien inférieur effacement des domaines de plate-forme et accentuation des faciès de bassin ; au Turonien supérieur réapparition des plate-formes carbonatées.

IV.2.1. Domaine de bassin.

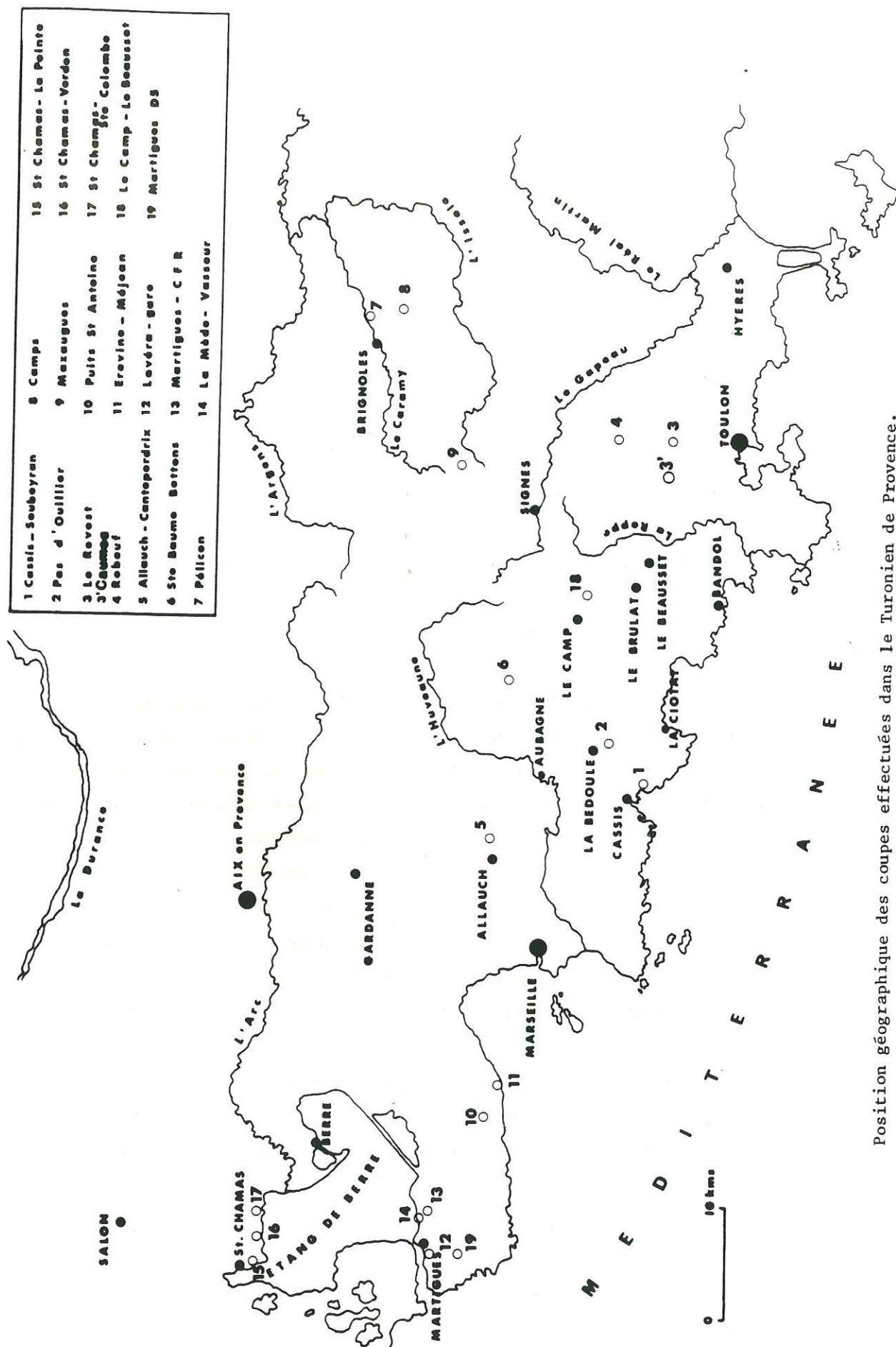
Dans le secteur de Cassis, on observe au-dessus du Cénomanién supérieur marneux une succession calcaréo-marneuse (pointe Corton, anse de l'Arène, plage de la Magdeleine) datée du Turonien inférieur et moyen. Ces séries terrigènes fines n'ont pas fait l'objet d'une étude de détail.

IV.2.2. Domaine de plate-forme externe.

Quelques prélèvements ont été effectués dans un domaine plus littoral (bordure du bassin Turonien) au Pas d'Ouillier. Plan directeur Aubagne 7 X = 864,7 Y = 109,4. La formation (1m) est représentée par des calcaires grésoglaucieux (wackestone) (67% de CaCO₃) finement stratifiés, riches en ammonites, lamellibranches, échinodermes, gastropodes et microfaunes abondantes (foraminifères benthiques à test calcaire agglutinant, (Textulaires) et perforés, (Lenticulines) . (planche M2 photo 6)

Cette assise est datée du Turonien inférieur (zone à Mammités nodosoidés) et repose sur une surface durcie avec perforations de lithophages et croûtes ferrugineuses qui couronne le Cénomanién supérieur calcaire.

A partir du Turonien moyen, se mettent en place des formations carbonatées et détritiques que l'on peut classer dans divers types de paléoenvironnement. Nous envisagerons plus particulièrement les paléomilieus péri-deltaïques, côtiers et margino-littoraux.



Position géographique des coupes effectuées dans le Turonien de Provence.

A - Granulométrie des sables. (fig 77, 83)

Les calcaires grés-glauconieux du Turonien inférieur ont donné les résultats suivants : La taille moyenne est celle d'un sable grossier. L'étalement dimensionnel fort : les particules ont des tailles différentes (le régime hydrodynamique serait instable). Le sédiment est mal classé et l'histogramme de fréquence est moyennement aigu. Le facteur hydrodynamique montre une mise en mouvement du sédiment assez difficile. Le sédiment est mal trié. On note une asymétrie négative. L'écart type de la distribution est faible. La courbe cumulative est de type linéaire (départ d'un mécanisme).

B - Etude des quartz.

Les observations portent sur les quartz des sédiments calcaires grés-glauconieux.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 91% ; N.U.N.E. 6% ; E.L. 1% ; R.M. 2%

b) Morphométrie Endoscopie :

quartz de type granitique 70% ; quartz de type métamorphique 20%
quartz rhyolitiques 10% (dont 0,2% d'automorphes rhyolitiques).

Ces résultats sont tout à fait comparables à ceux rencontrés dans le Cénomaniens du même secteur.

c) Exoscopie : (planche Q14 : Photo 1 à 4) Les quartz du

Turonien de la Bédoule se caractérisent par des néogénèse deltaïques à gradient de polissage. Un épisode marin se concrétise également sur certains grains (présence de réseaux anastomosés).

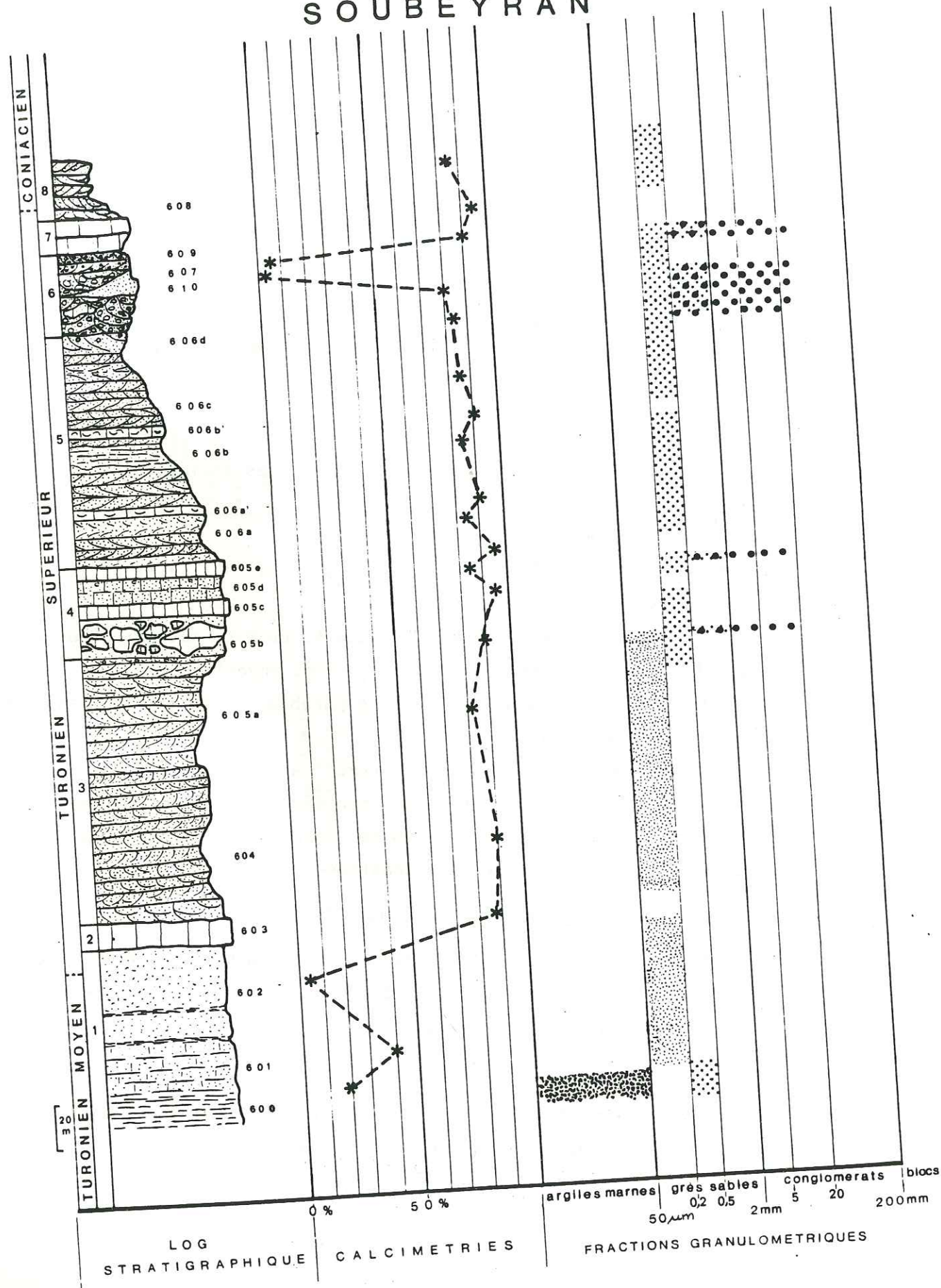
C - Minéralogie des argiles. (fig. 102)

Les formations grés-glauconieuses du Pas d'Ouillier datées du Turonien inférieur présentent un cortège minéralogique riche en smectites ; l'illite est également bien représentée.

D - Minéralogie (fig. 121)

Les calcaires grés-glauconieux du Pas d'Ouillier ont montré l'association minéralogique suivante :

SOUBEYRAN



a) Minéralogie

a.1. Minéraux Lourds

staurotide (++) presque cannelée parfois

zircons (++)

tourmaline brune (++)

grains glauconieux (+++)

opaque (++)

a.2. Autres minéraux

quartz de petites taille (+)

micas : muscovite, biotite (+)

calcite (+)

IV.2.3. Environnements péri-deltaïques.

IV.2.3.1. Coupe type de Soubeyran. (Turonien moyen supérieur)

Cette coupe est bien visible le long de la D "route des Crêtes" qui relie Cassis à La Ciotat. Plan directeur Aubagne 6 X = 861,3 863,0 Y = 105,2 106,0 ; La Ciotat 2 X = 861 964 Y = 102 105. Depuis Cassis vers La Ciotat, on observe la succession suivante :

1) Formation détritique du Pas de la Colle (80m) Ce sont des grès, (40% de CaCO₃), sables (4% CaCO₃) et marnes sableuses (12% CaCO₃), très fins, de couleur ocre, très pauvres en macrofaune. Les quartz sont petits, anguleux, très abondants, parfois corrodés et la microfaune correspond essentiellement à des foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Textulaires). Il s'agit d'un packstone grainstone. Le ciment est micro-sparitique.

2) Barre calcaire à rudistes de Canaille ou du Pas de la Colle : (10m) (> 80% CaCO₃) Elle constitue le soubassement des reliefs de la falaise de Canaille.

3) Grès de Canaille (170m) (>80% de CaCO₃) : Il s'agit d'un faciès mixte représenté : à la base par des calcaires gréseux roux à entroques

très ferrugineux, assez grossiers, à stratification oblique.

Au sommet par des grés ferrugineux plus grossiers, hétérométriques, limonitisés, à stratification oblique et passées conglomératiques. L'ensemble de la formation montre un graded-bedding généralisé à toute la série de Canaille. Au sein des bancs entrecroisés se ravinant mutuellement, un grano-classement vertical réalise des laminations de l'ordre du centimètre. L'étude des microfaciès confirme l'alternance de ces lamines gréseuses (riches en quartz et grains glauconieux) et carbonatées. Ces grés (packstone bioclastique à quartz) ont livré des débris de rudistes, de bryozoaires, d'algues rouges (Mélobésiées) d'échinodermes et de foraminifères benthiques à tests calcaires imperforés (Milioles). La matrice est micritique.

Remarque : Ces formations (talus de dégradation souvent incomplet) granoclassées, à entroques et minéraux terrigènes, ordonnées en feuillets et en faisceaux unidirectionnels, sont séparées par des discontinuités, souvent planes, isolant des corps sédimentaires réguliers. Le milieu de dépôt correspondrait selon J.J. Blanc 1980 à un environnement circalittoral supérieur terrigène balayé par d'importants courants de fonds ; ces écoulements unidirectionnels (direction Est - Sud - Est vers le Nord Ouest) opérant par ondes successives seraient responsables des rides et irrégularités observées.

4) Complexe du Pin de Galaban : (ensemble très carbonaté : > 80% CaCO₃) A la base de la formation, on observe des brèches et olistolithes ravinant les grés de Canaille (Philip 1970) ; dans la partie moyenne les passées brêchiques alternent avec des micrites ; dans la partie supérieure, une passée de grés grossier et poudingues est intercalée entre deux barres à rudistes (packstone bioclastique)

5) Les grés du Soubeyran : très carbonatés (> 80% CaCO₃) d'une épaisseur de 120 à 180 m au niveau du Cap Soubeyran, s'amincissent très rapidement vers l'Est. Cet ensemble (de type grand chenal) surmonte et débordé l'unité inférieure des grés de Canaille : le passage d'une formation à l'autre s'avère progressif. L'unité de Soubeyran constitue un axe d'apport important et dessine des faciès divers :

5.1. Grés isométriques très rubéfiés, durs, compacts, à ciment calcitique

5.2. Calcaires gréseux à graded-bedding et calcarénites ferrugineuses hétérométriques à gros débris bioclastiques : algues rouges (Mélobésiées) débris de rudistes (Radiolittidés), échinodermes, foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Dicyclines) et imperforés (Milioles)

5.3. Grés et calcarénites noduleux à galets intraformationnels et joints à débris d'échinodermes.

5.4. Calcarénites ferrugineuses, hétérométriques à gros débris d'échinidés et granules isolés de grés roux et grés chloriteux. Les bancs sont partout ravinés, obliques, à joints ferrugineux ; les 4 termes alternent et se superposent dans la séquence du Soubeyran sans périodicité particulière ; une unité bioclastique, en forme de lentilles s'intercale dans l'ensemble de grés du Soubeyran, ces calcarénites ont une origine locale ; dans toute la formation les quartz sont abondants, hétérométriques et très anguleux.

5.5. Vers le toit de la séquence, apparaissent les premiers éléments du poudingue de la Ciotat. Les galets envahissent et ravinent intensément le sommet de l'unité des grés du Soubeyran. (présence de quelques galets permo-triasiques) Selon J.J. Blanc (1980) cette série exclusivement terrigène est caractérisée par la poursuite de conditions hydrodynamique progradantes ; l'origine globale des écoulements demeurerait, de Sud-Est ou d'Est vers l'Ouest et le Nord Ouest, avec une assez large marge de dispersion.

6) Le poudingue de la Ciotat : Cette formation atteint 60 à 70 mètres d'épaisseur au sémaphore et s'étend largement dans le cirque de Mallombre, à la Farlède, à Notre Dame de la Garde, à Figuerolles (80m) au Bec de l'Aigle et à l'île Verte (155m). Elle est constituée essentiellement de conglomérats et de grés à stratification oblique se ravinant mutuellement et ravinant les grés du Soubeyran. Cette formation s'amenuise pour finir brusquement au contact de la barre du "Pont naturel". Dans

cette formation très carbonatée (> 80% CaCO₃) des poudingues de la Ciotat peuvent s'intercaler des lentilles de sables dont les pourcentages de CaCO₃ sont très faibles (1 à 5%) ; ce résultat rejoint l'observation de terrain qui montre la mise en place brutale et épisodique de coulées sableuses. Dans ces conditions brusque de mise en place (chenaux) le mélange carbonaté terrigène ne s'effectue pas.

7) La barre du "Pont naturel" (5m) : cette lentille à rudistes (Durania, Hippurites) est très mal développée en partie à cause des formations détritiques ambiantes ; elle est formée de calcaires bioclastiques gréseux à rudistes remaniés (Philip 1970)

8) Au dessus de cette formation se développent les grès sommitaux de la Ciotat (200 à 300 m) (packstone gréseux)

Dans l'ensemble, les formations du Soubeyran sont caractérisées, à la fois par un matériel détritique très abondant d'origine plutonique (cf. minéralogie) et par un matériel bioclastique usé (Algues rouges, échinodermes, débris de rudistes et microfaune assez rare).

De nombreuses études paléontologiques et biostratigraphiques ont montré que l'on peut attribuer un âge Turonien moyen puis supérieur à ces formations. Au sommet, l'association foraminifères-ostracodes, indique un âge Turonien terminal à Coniacien Basal. La Barre du Pont Naturel et les grès et poudingues sommitaux pourraient donc être déjà d'âge Coniacien.

9) Observations sur certaines séries carbonatées :

on peut observer que certains blocs calcaires (parfois de très grande taille : jusqu'à 20 m de long) sont sédimentés verticalement dans les séries détritiques. On remarque également des figures de fluage très visibles dans les grès sous-jacents. Ce sont certainement les témoins du glissement de ces blocs et barres dans les ensembles détritiques. Ces observations montrent que certaines séries carbonatées du Soubeyran ne sont pas en place, mais proviennent de la plate-forme carbonatée voisine en voie de démantèlement (Philip 1970)

A - Granulométrie des sables. (fig. 77 et 84)

Les analyses ont été faites dans les formations détritiques n° 1 du Pas de la Colle et dans la formation des poudingues de la Ciotat.

* Formation détritique du Pas de la Colle : Les sables étudiés sont de taille moyenne. L'étalement dimensionnel fort indique la présence de particules de taille différente ; le régime est instable. Le sédiment est mal classé et les histogrammes de fréquences sont moyennement aigus. Le facteur hydrodynamique très faible indique une mise en mouvement du sédiment assez difficile. Les sables sont mal triés. L'asymétrie très négative traduit la présence de particules fines (persistance d'un envasement). L'écart type de la distribution est moyen ; courbe cumulative linéaire à complexe, sédiment très hétérométrique ; évolution peu poussée.

* Formation des "poudingues de La Ciotat" : Les sables fins qui composent en partie cette formation sont très bien classés, les histogrammes sont très aigus. L'étalement dimensionnel du sédiment est fort : l'éventail de la taille des particules est relativement élevé. Le facteur hydrodynamique élevé montre un sédiment bien entraîné par l'agent de transport. Les sables sont très bien triés et l'indice SKI donne une asymétrie négative caractéristique des sables fins. L'écart type est élevé (> 7), les courbes cumulatives sont de type sigmoïde à tendance hyperbolique.

Nous avons effectué une étude granulométrique des galets dans les formations dites des poudingues de la Ciotat. Les mesures ont été faites au pied à coulisse, directement sur le terrain. Nous n'avons considéré que les galets dont la largeur était comprise entre 1 cm et 10 cm ; après les avoir disposés par ordre de largeur décroissante nous avons procédé au comptage dans chaque classe granulométrique (100 galets pour chaque station). Nous avons choisi un "pas" de 1 cm. Les résultats sont pratiquement identiques dans toute la formation.

Diagonale des galets en centimètres									
Nombre de galets dans chaque comptage	10 cm	9	8	7	6 cm	5	4	3	2
	1								
	2	9	4	10	13	10	15	27	10
	4	4	5	11	12	9	16	29	10
	4	0	5	6	11	9	14	31	19
	3	3	4	8	13	10	15	30	16

Ils nous ont permis de définir le mode (30% de la population) situé entre 2 et 3 cm et la valeur de la médiane (50% du sédiment) qui varie entre 3 et 4 cm.

B - Granulométrie des grés. (fig. 95)

Les analyses concernent les formations grésocalcarifères du Pas de la Colle et des grés de Canaille (éch. 601 et 604)

1) Pas de la Colle : Histogramme de fréquence très regroupé entre 0 et 300 μ m. Le mode (58%) est situé entre 100 et 200 μ m. La médiane ($Q_2 = 127 \mu$ m) montre qu'il s'agit d'un sédiment très fin. L'écart type ($\sigma = 15,60$) caractérise un sédiment très homogène

2) Grés de Canaille : histogramme de fréquence groupant les particules de 0 à 400 μ m. Mode (44%) entre 100 et 200 μ m. La médiane ($Q_2 = 193 \mu$ m) est celle d'un sédiment fin. L'écart type ($\sigma = 12,95$) atteste une répartition du sédiment dans une petite nombre de classe granulométriques.

Ces analyses montrent une nette ressemblance entre les échantillons étudiés de 2 formations (sédiment fin très homogène)

C - Etude des quartz.

C - 1. Cassis (base de la coupe du Soubeyran : les quartz de ce secteur ont été étudiés dans les successions calcaréo-marneuses de la Pointe Corton et de la Plage de la Madeleine. (environnement de bassin)

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 90% ; N.U.N.E. 8% ; E.L. 1% ; R.M. 1%

b) Morphométrie - Endoscopie :

quartz de type granitique 90% ; quartz de type métamorphique 10%
Il n'y a pas de quartz rhyolitique. Ces résultats sont tout à fait comparables avec ceux du Cénomani.

c) Exoscopie : (planche Q3 : photo 7 et 8) Les quartz du Turonien de la plage de la Madeleine sont caractérisés par les traces d'une ancienne éolisation à laquelle fait suite un épisode marin. Les nombreux dépôts siliceux qui parsèment la surface des grains indiquent un stade final pédogénétique.

C - 2. Soubeyran : Les observations concernent les quartz de la série terrigène des grés du Soubeyran (formation n°5 de la coupe)

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 96% ; N.U.N.E. 1% ; E.L. 0% ; R.M. 3%

b) Morphométrie - Endoscopie :

cortège de quartz du socle : granitique 70%, métamorphique 20%
quartz de type rhyolitique 10% dont 0,2% de quartz automorphes.

c) Exoscopie : (planche Q13 : photo 1 à 6) Ancienne traces de choc éolien, les figures de néogénèse polies marquent un épisode deltaïque important. La possibilité d'une reprise des grains en milieu marin profond de très basse énergie est probable (surfaces très propres des grains et sommets particulièrement émoussés) L'absence de réseau anastomosé ou de V de dissolution confirme le milieu infratidal de très basse énergie.

D - Minéralogie des argiles.

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) les formations grésosableuses du Pas de la Colle sont caractérisées par l'abondance des smectites ; s'y ajoute un peu d'illite.

b) les ensembles des grés de Canaille, du Soubeyran et des poulingues de la Ciotat ont fourni des assemblages minéralogiques largement dominés par les smectites ; l'illite partout bien représentée semble de plus en plus importante dans les formations sommitales ; la kaolinite et

Les édifices interstratifiés 10.14S. sont plus rares.

Remarque : Les résultats du secteur du Pas de la Colle ne sont pas sans rappeler ceux enregistrés dans le domaine de bassin du Cénomanién de Cassis, caractérisés eux aussi par l'abondance des smectites.

2) Analyses chimiques :

a) Analyses chimiques de la roche totale : elles ont été effectuée sur la formation 1 du Pas de la Colle.

Echantillon : 600									Site : SOUBEYRAN											
%									p. p. m.										%	
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	CaCO ₃	TOTAL
50,00	0,41	0,47	25,48	0,36	0,02	0,07	0,06	nd	363	21	511	4	2	31	15	2	16	20	45,47	96,86

Ces résultats globaux rendent compte de la grande richesse du sédiment en silice et en carbonates.

b) Analyses semi-quantitatives élémentaires : l'échantillon 600 très riche en smectites et appartenant à la même formation a été analysé à l'aide de la micro-analyse couplée au MEB. Les résultats sont les suivants:

Echantillon : 600						Site : SOUBEYRAN					
%						%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
65,7	19,7	8,5	1,7	1,0	3,4	65,7	19,7	8,5	1,7	1,0	3,4

Ceux-ci suggèrent que le minéraux argileux riches en aluminium et en fer appartiennent à la famille des smectites alumineuses.

3) Observations au M.E.T. : celles-ci effectuées dans la formation très riche en smectites du Pas de la Colle ont montré que les minéraux argileux gisent sous la forme de petites particules floconneuses à contours irréguliers.

E - Minéralogie Pétrographie. (fig. 122, 131 et planche Z1 photo K)

1) Les observations minéralogiques concernent essentiellement les formations du Pas de la Colle, des grès de Canaille, du Soubeyran, et des poudingues de la Ciotat. Les assemblages minéralogiques pratiquement identiques dans toutes les formations sont les suivants :

a) Minéralogie

a.1. Minéraux lourds

disthène (++)

staurotide et staurotide cannelée (+)

zircon (+++)

tourmaline brune (+++)

grains glauconieux (+)

rutile, brookite (+)

sidérose brune (+)

opaque (+)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++) : surtout quartz arrondis de filon (origine métamorphique), quartz anguleux à subanguleux plus petits et plus rares, quartz corrodés.

feldspaths potassiques (+)

micas (++) : muscovite, biotite (fond micacé)

calcite de néogénèse

a.3. Etude des zircons

Les cristaux observés sont souvent arrondis et cupulés. Les populations de zircons sont relativement étalées avec essentiellement des types S (rares types U) S19 et S24 prédominants. Dans le diagramme (I.A. I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.A, I.T) = (449 , 591)

Si les zircons d'origine calco-alcaline dominent, certains appartiennent cependant à un socle métamorphique évolué.

b) Pétrographie : Le cortège pétrographique a été plus particulièrement étudié dans la formation des poudingues de la Ciotat ;

- grès roux (Permo-trias) (très abondants)
- quartzites et grès quartzites (très abondant) (Permien ou Werfénien ou d'origine métamorphique)
- lydienne (peu abondants)
- calcaires gris et bancs (peu abondants) (ayant pour origine la couverture mésozoïque)

Remarque : on note l'absence de roches cristallines et l'abondance des roches sédimentaires.

c) Conclusions : Dans l'ensemble les résultats des analyses minéralogiques et pétrographiques semblent contradictoires. En effet les cortèges minéralogiques suggèrent une origine calco-alcaline dominante, certains minéraux du métamorphisme étant également bien représentés, tandis que l'éventail pétrographique est caractérisé par l'abondance des roches sédimentaires de type grès et quartzites (car ce sont les faciès les plus durs) et la rareté des roches calcaires (galets de Jurassique et de Crétacé inférieur), plutoniques et métamorphiques.

Remarques : 1) La rareté des galets de calcaire pose le problème de la couverture jurassique et crétacée sur le socle :

- peut être à-t-elle été dissoute en grande partie avant d'être érodée ? Ceci expliquerait la rareté des galets de calcaire mais leur présence effective au sein du cortège ;
- ou bien la couverture était beaucoup moins importante sur le socle que dans les secteurs où elle est présente actuellement ; sa réduction implique dans ce cas, l'existence d'un socle non émergé mais en position haute pour permettre à la couverture de se déposer au Jurassique et au Crétacé inférieur.
- La rareté des galets calcaires peut s'expliquer également par des apports de type fluviatile ou deltaïque qui n'entaillent la couverture que sur de faibles surfaces ; on observe actuellement ce phénomène dans certaines rivières qui descendent du Massif Central et arrivent dans le secteur d'Alès avec un cortège pétrographique composé de très nombreux

représentants du socle et de peu de galets calcaires arrachés à la couverture sédimentaire pourtant très étendue.

2) La présence d'un cortège minéralogique en grande partie de type calco-alcalin et métamorphique montre que certaines parties du socle étaient érodées en même temps que la couverture gréseuse permotriasique. L'absence de roches plutoniques et métamorphiques dans les cortèges pétrographiques montre que même si la désagrégation du socle reste importante, seuls les assemblages minéralogiques sont présents à l'arrivée. Ceci pose le problème des faciès mous, (micaschistes, schistes, roches calco-alcalines etc...) qui livrent à la sédimentation détritique, des minéraux lourds de socle mais peu de roches. Celles ci sont en effet trop fragiles pour être conservées pendant le transport ; lors du dépôt on ne retrouve que les cortèges minéralogiques qu'il faut donc considérer de très près puisqu'ils sont particulièrement bien représentatifs du matériel pétrographique original.

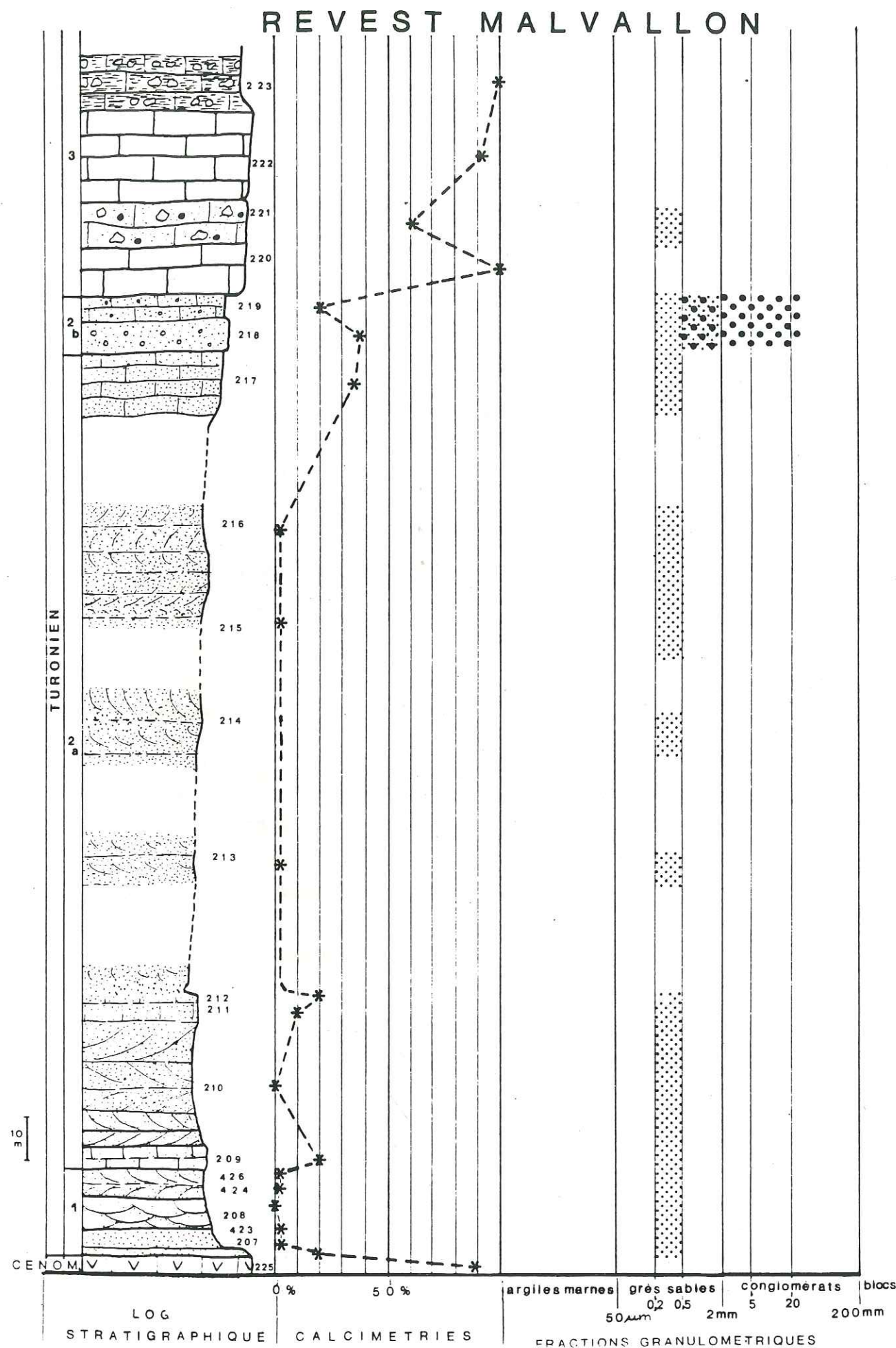
IV.2.3.2. Variations latérales : le Turonien du Mont Caumes

IV.2.3.2.1. La coupe Malvallon-Costebelle : (Ouest du village du Revest).

Elle se situe aux abords d'une ancienne sablière et se poursuit dans le ravin de Malvallon. Plan directeur Toulon 2 X = 890,8 ; Y = 103,6 Sur des calcaires blancs à rudistes du Cénomaniens supérieur récifal on rencontre

1) calcaires gréseux à débit noduleux (2m) et sables blancs azoïques autrefois exploités en carrières (1% de CaCO₃) ; stratification oblique (20m) formés de très nombreux quartz hétérométriques très usés.

Le ciment des calcaires gréseux est siliceux, enrichi parfois en calcite secondaire. Les faibles pourcentages de CaCO₃ et les conditions de gisements de ces sables ne sont pas sans rappeler ceux observés dans les formations du Cénomaniens inférieur de Ste Anne et du Revest.



2) Un ensemble à dominance détritique très épais (200m) montre les types lithologiques suivants :

a) formation inférieure : grès glauconieux roux (10 à 20% CaCO_3) riches en petits quartz ; grès grossiers (10 à 20% CaCO_3) riches en quartz à stratification oblique alternant avec des marnes sableuses (75% CaCO_3) ; grès glauconieux et spathiques de couleur rousse à quartz rubéfiés, grains glauconieux, croûte ferrugineuse, entroques (35% CaCO_3)

b) formation supérieure : grès très grossiers (37% CaCO_3) ou microconglomérats lie de vin à nombreux galets de quartz cassés, rubéfiés ; fragments centimétriques de grès, entroques ; grès fins micacés (20% CaCO_3) se débittant en plaquettes, marnes sableuses. La partie inférieure de cette unité est caractérisée par de très nombreux quartz ; ces niveaux ont livré des débris d'algues rouges (Mélobésiées) ; bryozoaires et échinodermes sont toujours très abondants ; La matrice des grès est micritique. Dans la partie supérieure, les quartz existent toujours en très grand nombre (assez grossiers, anguleux) ; le cortège bioclastique s'enrichit en foraminifères benthiques, planctoniques, algues rouges (Mélobésiées) débris de radiolaires et de rudistes (Radiolitidés) ; La matrice est micritique (planche M4 photo 12)

3) L'épaisse série décrite précédemment est couronnée par la barre à rudistes du Baou du Midi qui domine le village du Revest.

A la base cette barre calcaire (> 90% CaCO_3) montre une texture grumeleuse avec inclusions de grès ferrugineux (61% CaCO_3) riches en quartz grossiers et anguleux.

On passe ensuite à un calcaire massif puis à un calcaire grumeleux composé de très nombreux rudistes. Les débris de Radiolitidés sont très abondants. On note également la présence d'algues rouges (Mélobésiées) et foraminifères benthiques à tests calcaires imperforés (Milioles) et échinodermes. Les sédiments associés ont une texture de type packstone.

La coupe montre ainsi une coupure nette entre les formations grés-sableuses 1 et 2a à peuplements de bryozoaires et d'échinodermes et les formations 2b et 3 (microconglomératiques carbonatées) où dominent les fragments de rudistes. Ces résultats traduisent bien ici la disparition des faciès

de plate-forme au Turonien inférieur et moyen et leur réapparition à la fin du Turonien moyen et au Turonien Supérieur. On peut donc localiser l'apparition de la plate-forme carbonatée, de façon très précise à partir de la formation supérieure 2b. Les calcimétries montrent le même phénomène puisque les teneurs les plus fortes en CaCO_3 se situent au sommet de la coupe. Les ensembles détritiques les plus pauvres en carbonates et en débris bioclastiques sont localisés par contre dans les unités basales et traduisent une origine plutonique des apports détritiques (cf minéralogie). L'âge de l'ensemble de ces formations est actuellement attribué au Turonien moyen et supérieur. (Philip 1970)

A - Granulométrie des sables. (fig. 78 et 85)

Les analyses ont été faites dans les sables blancs de base exploités en carrière (formation 1 et 2a.) La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable fin pour les sables blancs de carrière ; l'ensemble est constitué en majeure partie de sables "moyens". L'étalement dimensionnel, est moyen à fort : les particules ont des tailles différentes ; le facteur hydrodynamique est assez faible. Les sédiments sont bien classés, les histogrammes moyennement aigus et les particules bien entraînées par l'agent de transport. Les sables sont bien triés : le triage est poussé mais régulier. Les courbes cumulatives sont symétriques : la distribution est gaussienne (équilibre parfait entre les particules grossières et fines). Les écarts-types ont des valeurs moyennes. Les courbes appartiennent au type sigmoïde assez peu évolué se rapprochant de la tendance linéaire et parabolique.

Conclusion : Au Mont Caumes un classement d'ensemble commence à s'opérer mais l'allure des courbes est encore proche des types linéaire ou parabolique : sédiments encore assez peu évolués

B - Granulométrie des grès. (fig. 96)

Les analyses ont porté sur les calcaires gréseux de la formation 1 (éch. 207, 208, 246) Dans tous les cas les histogrammes sont très étalés de 0 à 1300 ou 1500 μm . Les modes se localisent entre 200 et 300 μm . Ces deux faits montrent déjà une dominance des particules fines malgré un étalement du sédiment dans tout le domaine d'investigation. Médiane : éch. 426 $Q_2 = 564 \mu\text{m}$; éch. 208 $Q_2 = 470 \mu\text{m}$; éch. 207 $Q_2 = 325 \mu\text{m}$. Les valeurs de la médiane comprises entre 300 et 600 μm confirment des histogrammes étalés et un sédiment dont la granulométrie est de taille moyenne. Ecart type : éch. 426 $\sigma = 5,46$; éch. 208 $\sigma = 4,83$; éch. 207 $\sigma = 6,81$. Les résultats sont caractéristiques d'un sédiment hétérogène.

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les quartz de la formation de base n°1 (sables blancs)

a) Morphoscopie

quartz N.U.L.E. 91% ; N.U.N.E. 7% ; E.L. 0,5% ; R.M. 1,5%

b) Morphométrie Endoscopie : quartz de socle de type granitique 30% ; métamorphique 40%, rhyolitique 30 % (dont 0,6% d'automorphe)

c) Exoscopie : (planche Q15 : photo 1 à 7) Les quartz sont affectés par une ancienne éolisation ; ces traces de choc sont polies et exploitées par la dissolution marine (infratidal de basse énergie). La néogénèse deltaïque s'installe ensuite sur toute la surface des grains. Une phase pédogénétique finale aux petits dépôts siliceux affecte toute la surface des grains.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 104)

1) Analyses minéralogique de la fraction argileuse :

a) Les éventails minéralogiques qui caractérisent la formation n° 1 (sables blancs) et la formation 2 (grand ensemble détritique) sont pratiquement similaires avec prédominance de la kaolinite ; l'illite est toujours abondante ; on note également la présence d'interstratifiés 10-14S et 14C.14S.

b) Les formations carbonatées du Baou du Midi (formation 3) montrent l'abondance des smectites ; celles-ci sont accompagnées d'un peu d'illite. Rappelons à ce propos que dans le secteur du Val d'Aren, la formation carbonatée de la barre de la Jaume datée du Coniacien a fourni un cortège argileux similaire très riche en smectites (illite et kaolinite plus rares)

2) Observations au M.E.T. : Celles-ci ont été effectuées dans les sédiments très riches en kaolinite de la formation détritique 2a. L'illite se présente sous la forme de grosses particules arrondies ; la kaolinite pseudo-hexagonale git sous forme de baguettes parfois rassemblées en petits agrégats. (planche M8 photo 6)

E - Minéralogie. (fig. 123, 132)

Les sables blancs appartenant à la formation de base (1) et l'ensemble à dominante détritique (2a) de la coupe ont livré le cortège minéralogique suivant :

a). Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

staurotide (++) : grosse dentelée peu ou pas roulée

zircon (+++)

tourmalines (+++) : grosses, brunes, bleues et vertes

rutile (+)

minéraux opaques (+)

a.2. Autres minéraux :

quartz (+++) fragments de quartz rhyolitiques avec golfes de corrosion et fragments felsitiques

petit fragments de quartz de même origine

quartz de granite engrenés

peu de grains de type quartzites

dans l'ensemble les cristaux sont très usés et arrondis

micas : muscovite et biotite (++)

feldspaths potassiques : quelques orthose et microcline (+)

plagioclases (+)

a.3. Etude des zircons : on observe l'étalement des populations de zircons avec nette prédominance des types S : S18, S23 dominant largement avec S12, S13, S19, S24 (rares types U). Dans les diagrammes (I.A. I.T) le point moyen est caractérisé par les coordonnées suivantes : (I.A, I.T) = (405 564) Les zircons d'origine calco-alcaline sont très nombreux ; les cristaux provenant de granites ou de rhyolites calco-alcalines sont bien typés. On observe cependant quelques zircons de métamorphisme (S2) avec petites inclusions "en flaques" typiques des migmatites.

IV.2.3.2.2. Coupe dans le vallon de Pardiguières.

Plan directeur Toulon 2 X = 889,6 Y = 103 à 104. Au dessus de la grande barre à rudistes du Baou Midi, se développe une puissante série constituée par deux grands ensembles : un ensemble biodétritique calcaréo-gréseux (250m) ; un ensemble carbonaté sommital (25-30m)

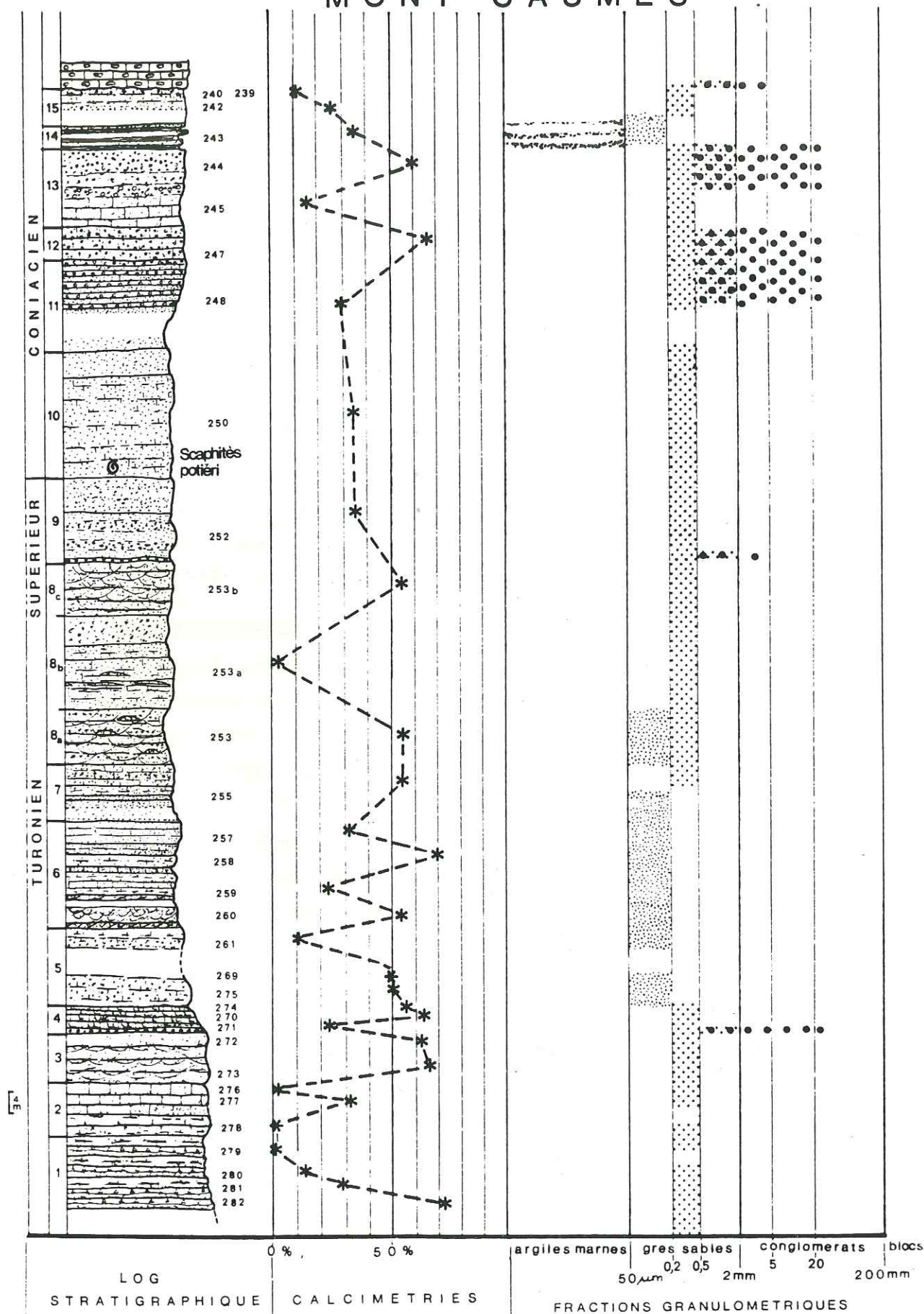
IV.2.3.2.2.1. L'ensemble biodétritique calcaréo-gréseux :

1) Alternance de calcaires gréseux (75% CaCO₃) (packstone avec quartz et bioclastes) et de passées bréchiques à échinodermes et bryozoaires avec intercalations noduleuses de grés (30% CaCO₃) plus rougeâtres. Au sommet de la formation, sable (3% CaCO₃) aux nombreux quartz hétérométriques anguleux et à grains glauconieux ; ciment siliceux (pas de bioclastes) (packstone quartzeux et diagénèse silicifiante tardive de la matrice)

2) Barre gréseuse massive (10m) (35% CaCO₃) de couleur brunâtre avec alternance de passées grossières et de passées plus fines sablo-gréseuses (3% CaCO₃) (absence de bioclastes)

3) Calcaire gréseux brun-roux (10m) (63 à 67% CaCO₃) L'association minéralogique est la suivante : quartz grossiers et anguleux très abondants, feldspaths, micas, grains glauconieux. Ces éléments sont disposés en passées grossières et passées plus fines. Statification oblique. Parmi les bioclastes, on note la présence d'algues rouges (Mélobésiées), de bryozoaires, de débris de rudistes (Radiolitidés) ; la partie supérieure de cette unité est un calcaire gréseux à entroques. Le ciment est sparitique.

MONT CAUMES



4) A la base de la formation (1m) conglomérat à éléments arrondis souvent ferrugineux de quartz, quartzites et silex (1m) (pas de bioclastes) (24% CaCO_3). La formation elle-même (4m) est un calcaire gréseux (60 à 65% CaCO_3) à stratification oblique riche en quartz hétérométriques, anguleux, grains glauconieux et éléments charbonneux. Ces calcaires renferment des algues rouges (Mélobésiées), des foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (textulaires), imperforés (Milioles), des bryozoaires, des lamellibranches (Ostréidés fibreux) et des échinodermes. On notera également la présence de péloïdes. Le ciment est une microsparite.

5) Ensemble gréseux roux (15 - 20m) (50% CaCO_3) avec alternance de passées sableuses fines et grossières (10% CaCO_3), pratiquement azoïque, très riche en petits quartz anguleux et glauconie authigène dans les loges des débris bioclastiques, détritique dans le sédiment. On note également la présence de quartz de néogénèse à cristallisation rayonnante emplumée. Ces grès ont livré : des algues rouges (Mélobésiées), des foraminifères benthiques et planctoniques (Marginotruncana), des bryozoaires, des échinodermes ; notons encore la présence de péloïdes. Le ciment est microsparitique.

6) Calcaire gréseux roux (25 30m) (55 à 70% CaCO_3) à nombreux éléments ferrugineux, comportant de façon rythmique des passées grossières localisées à la base des bancs et de passées fines (25 à 30% CaCO_3) à stratification oblique et figures de type herringbones. Parmi les minéraux on note l'abondance de quartz hétérométriques, anguleux et de grains glauconieux. Ces calcaires gréseux ont livré des algues rouges (Mélobésiées), des foraminifères benthiques à tests agglutinants (Cunéolines), des bryozoaires, des débris de rudistes (Radiolitidés) des lamellibranches (Ostréidés), des échinodermes, des dents de poisson, des ammonites et des brachiopodes. On observe également des lithoclastes de micrite à radiolaires. Le ciment est sparitique à microsparitique.

7) A la base de la formation : grès fins (20m) à éléments remaniés et encroûtement siliceux (1m) (55% CaCO_3) puis grès grossiers bruns jaunâtres (55% CaCO_3) glauconieux en bancs massifs avec débris charbonneux

et encroûtements siliceux semblant s'organiser suivant des niveaux parallèles à la stratification et dans les joints. L'aspect nettement plus stratifié vers le sommet des bancs est essentiellement dû au nombre plus important de passées grossières. Dans cet ensemble, les quartz sont très abondants, hétérométriques et anguleux. On note également la présence de grains glauconieux. Les débris bioclastiques de la formation : algues rouges (Mélobésiées), débris de rudistes (Radiolitidés), échinodermes. Le ciment est sparitique. (planche M4, photo 10 et 11)

8) 8a Ensemble gréseux brun-roux (10m) (55% CaCO₃) avec alternance de passées fines et grossières. Stratification oblique et figures de slumping. Eléments charbonneux, glauconie. Fraction organogène comprenant : (entrouques gastropodes, bryozoaires). Nombreux encroûtements siliceux superficiels. Packstone, grainstone, à ciment sparitique.

8b Ensemble gréseux roux à entroques (20m) très glauconieux à débris charbonneux, débris d'algues rouges, bryozoaires et rudistes (Radiolitidés), échinodermes. Vers le sommet, les faciès sont de plus en plus grossiers et la fraction organogène est de moins en moins importante (2% CaCO₃). Toujours encroûtements siliceux abondants à la surface des bancs. Ciment sparitique.

8c Grés glauconieux à entroques (10m) : nombreux éléments détritiques grossiers (silex roches vertes...) Stratification oblique ; ciment sparitique.

Dans toute la formation on observe de nombreux quartz hétérométriques et anguleux.

9) Grés roux (15m) (35% CaCO₃) à la base faciès grossier microconglomératique glauconieux (5m) à entroques, tests ostréiformes, dents de sélaciens, tests de rudistes (Radiolitidés), nodules. Grés roux beaucoup plus fins, glauconieux, à entroques, lamellibranches, dents de sélaciens. Petits bancs de grés gris, glauconieux à granoclassements positifs. Alternance de passées très grossières et de passées fines.

10) Ensemble gréseux glauconieux grossier (30m) (35% CaCO₃) à entroques, tests ostréiformes, restes charbonneux, dents de sélaciens,

ammonites (Scaphites potiéri) (Conte; communication orale) du Coniacien inférieur. Faciès plus fin glauconieux sans fraction organogène. Grés roux glauconieux grossiers qui évoluent rapidement en niveaux microconglomératiques.

11) Dans l'ensemble des formations suivantes on observe l'importance des niveaux microconglomératiques et conglomératiques. Alternance de grés grossiers roux (30% CaCO₃) glauconieux à entroques et de microconglomérats à galets siliceux (quartz, silex) (10m). On note la présence de débris organiques : algues rouges, bryozoaires, rudistes (Radiolitidés)

12) Grés très grossiers (68% CaCO₃) microconglomératiques (6m) avec nombreux quartz anguleux, grains glauconieux. Présence de nodules siliceux, silex noirs, encroûtements siliceux dans les joints ; bioclastes algues rouges (Mélobésiées), bryozoaires, lamellibranches, échinodermes. Lithoclastes de micrite à foraminifères (Miliolites) et échinodermes. Ciment sparitique.

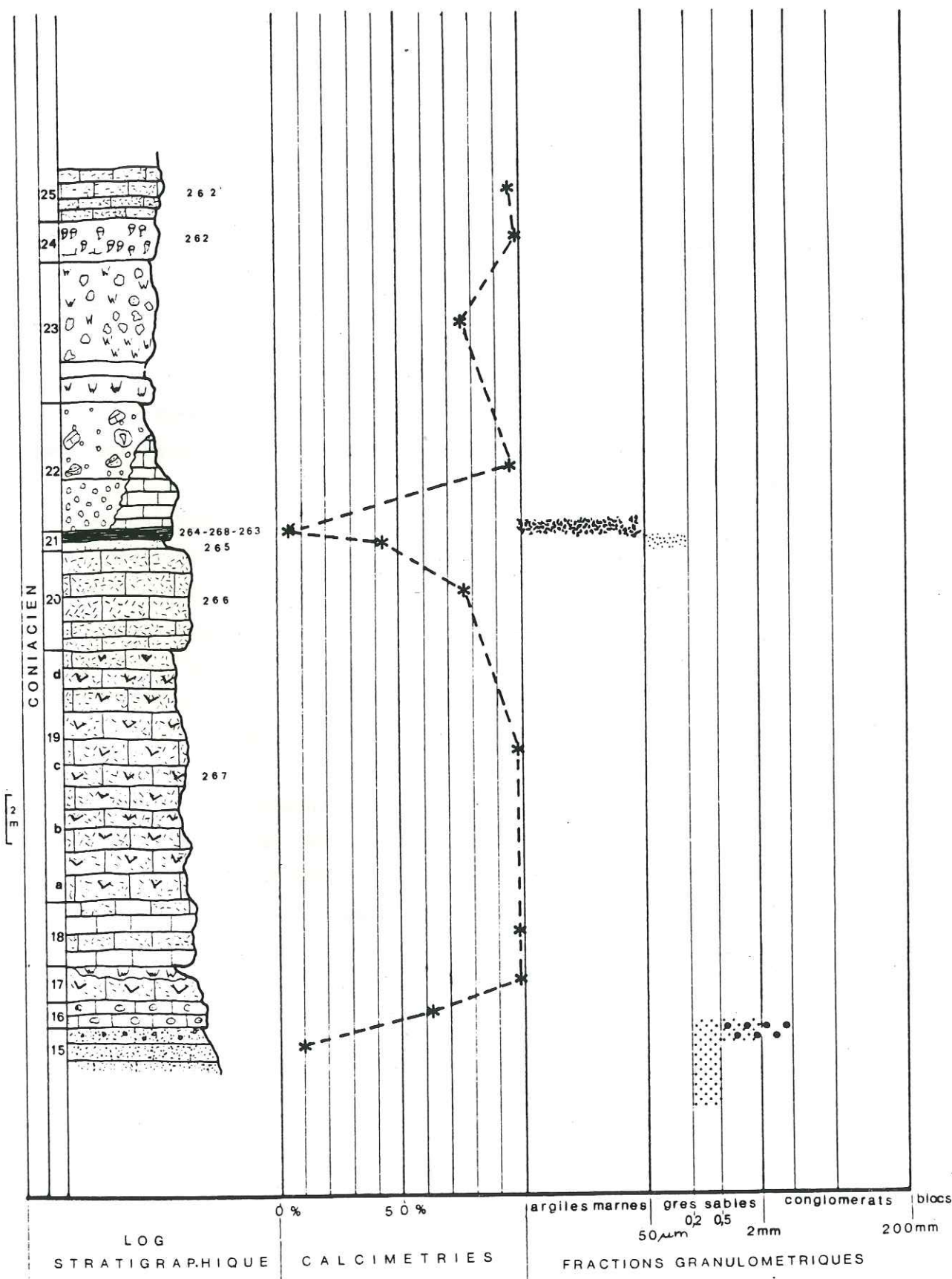
13) Alternance de grés grossiers roux (60% CaCO₃) et de conglomérats et microconglomérats (15m) (15% CaCO₃), stratification oblique, présence de quartz hétérométriques anguleux, micas et glauconie détritique plus ou moins altérée. Les grés ont livré : des algues rouges (Mélobésiées, Solénoporacées) des foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Textulaire), des bryozoaires, des débris de rudistes (Radiolitidés) des échinodermes. Il s'agit d'un packstone très fin lutitique dont la matrice est micritique et microsparitique.

14) Grés fin glauconieux (37% CaCO₃) avec intercalation de passées marneuses jaunâtres plus ou moins sableuses et stratification oblique.

15) Grés grossiers (27% CaCO₃) microconglomérats (10% CaCO₃) avec quartz grossiers et anguleux, lithoclastes de calcaire micritique à rudistes remaniés ; les bioclastes de la formation : algues rouges (Mélobésiées) foraminifères remaniés, bryozoaires, rudiste (Radiolitidés), échinodermes.

La limite avec les formations carbonatées est ondulée, irrégulière mais généralement franche. On peut observer des remaniements de calcaire gréseux à la base de la série carbonatée.

MONT CAUMES



Les formations gréseuses qui constituent l'ensemble détritique majeur du Mont Caumes Pardiguières contiennent des teneurs en carbonates de calcium relativement élevées (35 à 70%) ; celles-ci sont probablement en relation avec les nombreux débris bioclastiques qu'elles contiennent. On n'observe pas ou peu de passées détritiques sableuses pauvres en carbonates. Un mélange étroit et constant à l'air de s'être établi entre les sédiments détritiques d'origine plutonique et les débris bioclastiques. Ces résultats s'accordent bien avec le milieu de plate-forme particulièrement bien développé au Turonien supérieur et terminal. Seuls quelques rares et étroits chenaux détritiques mis rapidement en place dans ce milieu de sédimentation présentent de faibles teneurs en CaCO₃.

IV.2.3.2.2.2. L'ensemble carbonaté du Mont Caumes

Il est très riche en CaCO₃ (75 à 100%). Sur les grès microconglomératiques du Mont Caumes on observe :

16) Calcaire (1,50m) avec remaniement des éléments détritiques sous-jacents notamment sous forme de galets de grès.

17) Calcaire bioclastique (1,50m) à rudistes (Radiolitidés) et passées à chaetétidés en "boules". Tendance bréchique de certains niveaux. Présence de galets de grès.

18) Calcaire micritique à chaetétidés et foraminifères (Miliolites)

19) Calcaire à rudiste (10m)

19a. niveau à rudistes : Radiolitidés le plus souvent fragmentés Hippurites le plus souvent parallèles à la stratification. Ils ne sont pas en position biogénique (base du banc)

19b. niveau à rudistes : Radiolitidés, Hippuritidés, apparaissant en position de vie ; dans le même niveau présence de chaetétidés en boules.

19c. niveau où les rudistes sont moins abondants Hippuritidés de grande taille : Vaccinités gigantes ; mais toujours présence de chaetétidés en boules.

19d. calcaire bioclastique à matrice micritique. Les rudistes sont rares.

20) Calcaires bioclastique à Radiolitidés (4m)

21) Intercalation décimétrique de grés roux (42% CaCO₃) et d'argilites (3% CaCO₃) (quartz hétérométrique anguleux) texture grainstone ; Le ciment est une sparite.

22) Calcaire micritique (3m) à Miliolites et débris de Radiolitidés latéralement, niveau bréchique à débris de Radiolitidés et Chaetétidés.

23) Brèche polygénique (3 à 4m) à éléments de calcaires gréseux à entroques, de calcaires micritiques et de rudistes ; présence de Chaetétidés en boules ; présence de blocs déplacés à bouquets d'Hippurites.

24) Niveau à Hippurites en position de vie (1m)

25) Calcaire micritique sommital (3m) avec niveaux bréchiques vers le sommet d'un banc dans lesquels s'individualisent des colonies de chaetétidés.

Ces résultats confirment l'idée d'une fosse subsidente (Philip 1970) où se seraient déposés des sédiments détritiques d'origine plutonique mis en place dans un milieu riche en débris bioclastiques ; on constate enfin que les formations dont les teneurs en CaCO₃ sont les plus faibles sont les plus pauvres en débris bioclastiques.

Une partie de l'ensemble détritique du Mont Caumes présente de grandes analogies avec celui du Soubeyran dont il a le même âge : Turonien moyen à supérieur (J. Philip 1970). La découverte de Scaphites potiéri dans la formation 10 montre que la partie terminale de l'ensemble détritique est d'âge Coniacien. La formation carbonatée sommitale est datée du Coniacien (Philip 1970)

Conclusions :

1) Le Turonien gréseux : il s'agit d'un ensemble détritique composé de grés sableux et calcaires gréseux parfois glauconieux à entroques, bryozoaires, spongiaires et dents de sélaciens, auxquels s'ajoutent des débris de rudistes (Radiolitidés) et algues rouges. De nombreuses figures sédimentaires ont été reconnues : stratifications obliques, "slumps", rides. Enfin alternances granulométriques et granoclassements caractérisent toute la série. Le contact entre l'ensemble détritique et l'ensemble carbonaté est généralement franc mais l'on peut observer des remaniements de calcaires gréseux à la base de la série carbonatée.

2) Le Coniacien calcaire sommital : Cette série est composée de calcaires bioclastiques à Radiolitidés et/ou Hippuritidés déplacés, dans lesquels sont intercalés des niveaux bréchiques à chaetétidés et éléments remaniés (blocs de grés glauconieux, galets de quartz...) La texture est le plus souvent de type packstone à Floatstone. Les fragments de rudistes, algues rouges, chaetétidés et bryozoaire s'individualisant au sein d'une matrice micritique à foraminifères planctoniques.

L'ensemble des observations précédentes permet d'accréditer l'idée suivant laquelle les éléments d'origine "récifale" rencontrés sous forme de débris ou déplacés seraient hérités et proviendraient d'une plate-forme carbonatée voisine (Philip 1970) il pourrait s'agir de la plate-forme des Gours, située au Nord Ouest du Mont Caumes.

On peut ainsi assimiler le secteur du Mont Caumes à une zone subsidente où se seraient tour à tour déposés et mêlés : un ensemble détritique dont la mise en place et l'origine seront discutés ultérieurement un ensemble carbonaté dont les éléments seraient issus de la plate-forme des Gours.

A - Granulométrie des grés. (fig. 97)

Les analyses concernent l'ensemble biodétritique calcaréo-gréseux du Mont Caumes et plus particulièrement les formations 3, 5 et 13.

Formation 3 : éch. 293 : histogramme compris entre 0 et 500 μ m ; Mode situé entre 200 et 300 μ m ; Médiane (Q₂ = 244 μ m) significative d'un sédiment fin ; Ecart type (σ = 11,71) montrant un sédiment assez homogène

Formation 5 : éch. 269 : Histogramme très groupé entre 0 et 200 μ m ; Mode compris entre 0 et 100 μ m (67%) ; Médiane (Q₂ = 87 μ m) caractéristique d'un sédiment très fin ; Ecart type (σ = 18,09) très élevé indiquant une répartition des particules dans un très petit nombre de classes granulométriques.

Formation 13 : éch. 245 : Histogramme bien regroupé de 0 à 300 μ m ; Mode compris de 100 à 200 μ m (53%) ; Médiane (Q₂ = 118 μ m) significative d'un sédiment très fin ; Ecart type (σ = 15,76) indiquant le petit nombre de classes granulométriques couvert par le sédiment.

Dans l'ensemble les sédiments du Mont Caumes comme ceux du Soubeyran sont relativement fins et très homogènes.

B - Etude des quartz.

Les observations ont porté sur les quartz des principales formations calcaréo-gréseuses qui constituent l'ensemble biodétritique du secteur Caumes-Pardiguières. Les résultats sont identiques dans toutes les unités étudiées.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 95% ; N.U.N.E. 2% ; E.L. 0% ; R.M. 3%

b) Exoscopie (planche Q16 : photo 1 à 5) : Après une phase d'éolisation ancienne, succède un épisode marin infratidal de basse énergie (réseau anastomosé). On observe ensuite une phase très importante de type deltaïque : la néogénèse polie envahit à la fois les sommets et les faces planes des grains et caractérise les grains de l'ensemble de la formation. Un épisode final de type pédologique se traduit par une épaisse pellicule d'altération.

C - Minéralogie des argiles. (fig. 105, 106)

1) Analyse minéralogiques de la fraction argileuse.

a) L'éventail minéralogique qui caractérise le grand ensemble biodétritique calcaréo-gréseux du Mont Caumes est très restreint. Similaire dans tous les horizons il est constitué par les smectites largement prédominantes dans toutes les formations ; ces minéraux sont accompagnés par l'illite relativement abondante ; les interstratifiés de type 10.14S. et 14C. 14S. plus rares, et la kaolinite pratiquement inexistante.

b) L'ensemble carbonaté supérieur montre un cortège minéralogique pratiquement identique au précédent ; L'illite y est cependant un peu plus rare.

2) Analyses chimiques.

a) Une analyse globale concerne un échantillon de la formation n°1 : très riche en smectites (8,5/10)

Echantillon : 240										Site : CAUMES PARDIGUIERES											
Z'									p. p. m.										Z		
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	CaCO ₃	TOTAL	
43,55	1,89	4,90	24,35	0,62	0,07	0,64	0,06	nd	247	116	124	15	21	8	26	4	24	60	44,35	96,08	

Les résultats montrent qu'il s'agit d'un sédiment mixte siliceux et carbonaté du type grès calcaire.

b) Analyses semi-quantitatives élémentaires : l'échantillon 271 (formation n°4) très riche en smectites (8/10) a fait l'objet d'une étude à la microanalyse couplée au MEB. Les résultats montrent que les smectites seraient apparentées à la variété alumineuse.

Echantillon : 240			Site : CAUMES		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
67,4	18,2	8,5	0,3	0,7	4,9

3) Observation au M.E.T. (éch. 271 formation 4) : sur cet échantillon très riches en smectites et illite, les observations ont permis de distinguer de petites particules de smectites formant un fond floconneux uniforme ; de grosses illites à contours nets et anguleux paraissant très fraîches sont également visibles.

D - Minéralogie Pétrographie. (fig. 124, 133, 134 et planche 22 photof)

Dans le vallon de Caumes-Pardiguières l'ensemble biodétritique calcaréo-gréseux à fourni le cortège minéralogique suivant :

a) Minéralogie

a.1. Minéraux lourds

disthène (+++) usé très abimé

sillimanite (+)

staurotide (++) grosse très fraîche peu roulée

staurotide cannelée (+)

zircon (+++)

tourmalines brune et bleu (++)

grenat (+) gros rayé tacheté jaune

rutile (+)

grains glauconieux (++) plus ou moins altéré

sphène (+)

minéraux opaques : hématite, limonite (++)

NB Comparativement au secteur du Revest-Costebelle s'ajoutent bien qu'en faible quantité, le grenat, le disthène, et la sillimanite. Cette dernière signe des niveaux métamorphiques plus profonds (limite mésozone -catazone ou catazone). Le grenat et le disthène pourraient être dérivés d'un même domaine métamorphique.

a.2. Autres minéraux :

quartz (+++) quartz de rhyolites, corrodés, de forme hexagonale ; les phénocristaux sont cassés et un peu arrondis ; il reste peu de la mésostase.

feldspaths (+)

micas (++) : muscovite, biotite et chlorite

a.3. Etude des zircons :

Beaucoup de cristaux n'ont pu être déterminés ; l'aire de répartition des cristaux est relativement étalée ; les types S prédominent sur les types U plus rares.

Deux secteurs se distinguent : d'une part autour des types S1, S7 (éch. 259 en particulier) et d'autre part autour des types S18 S19 S23 S24. Sur les diagrammes (I.A. I.T.) les points moyens sont caractérisés par les coordonnées suivantes : éch. 259 : (I.A, I.T)=(381, 550) ; éch. 268 (I.A, I.T)=(431, 585). Dans l'ensemble les zircons d'origine calco-alcaline dominant ; les zircons de socle métamorphique sont présents (résultant peut-être davantage de l'anatexie)

NB : Dans le secteur de la Vignasse (Mont Caumes Nord) le cortège minéralogique est identique.

b) Pétrographie : le cortège pétrographique a été plus particulièrement observé dans le secteur de Robeuf au Nord du Mont Caumes. Ces poudingues sont composés de galets issus pour la plupart de roches sédimentaires : grès quartzo-feldspathiques à ciment calcaire ou grès à ciment ferrugineux à quartz et feldspaths à cristaux fissurés (+++)

grès ferrugineux (+++) probablement issus de croutes ferrugineuses amorphes

éléments bauxitiques (+)

calcaires arkosiques (+) gris et blancs (+)

rhyolite (+)

silex et chaille (+)

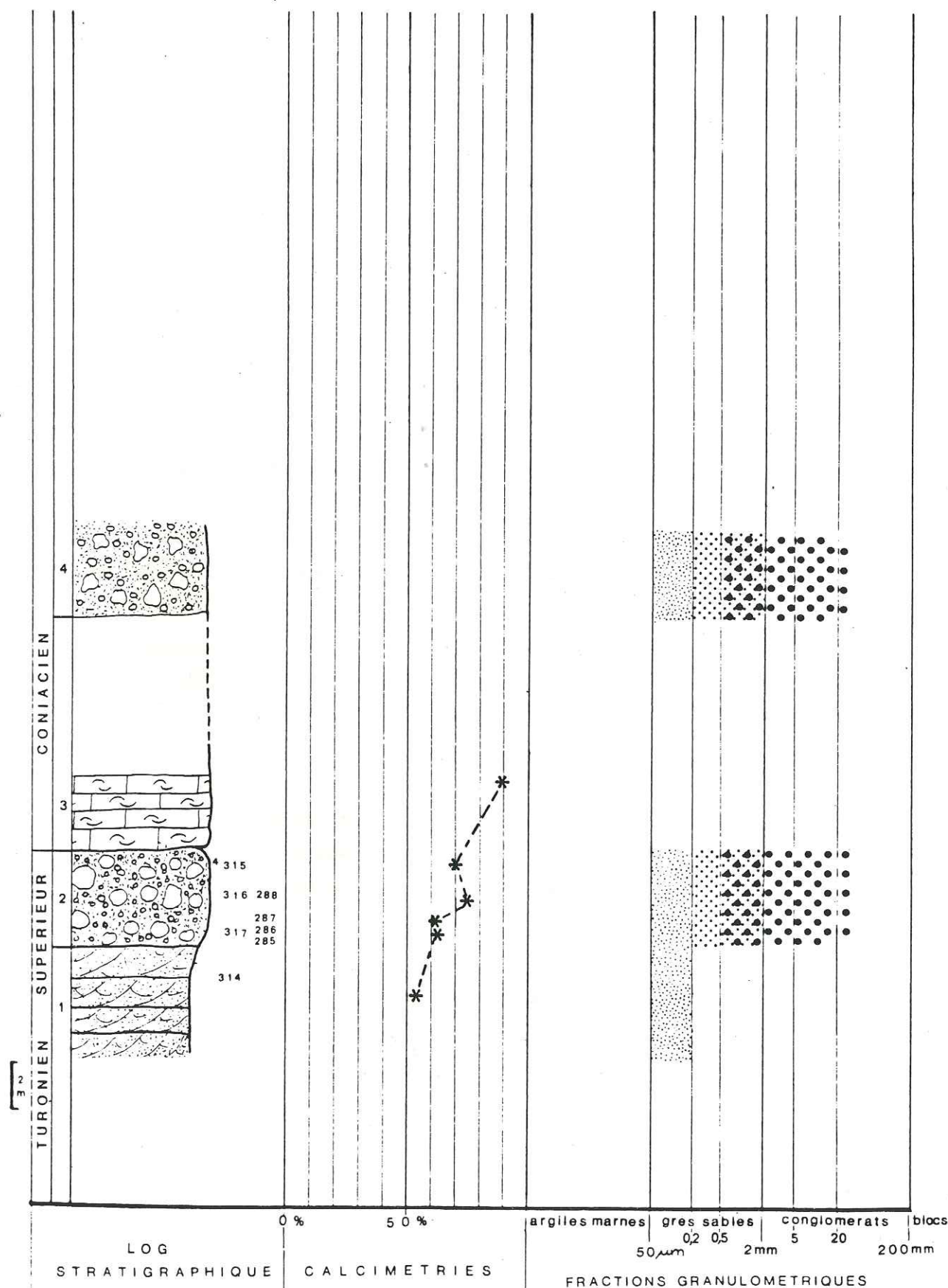
quartz (+)

Dans le même secteur les calcaires et les grès observés en lames minces montrent des quartz souvent de petite taille anguleux et parfois corrodés ; on note également la présence de grains glauconieux et de quelques plages de calcite secondaire.

IV.2.3.2.3. Secteur du Broussan (Versant Nord du Mont Caumes)

IV.2.3.2.3.1. L'Hauberte Plan directeur Toulon 2 X = 888,0 Y = 105,2 ; La Vignasse plan directeur Toulon 2 X = 887,5 Y = 106,0. Quelques échantillons datés du Turonien ont été prélevés ponctuellement dans les marnes grés-sableuses (42% CaCO₃) du flanc nord du Mont Caumes

CAUMES ROBEUF



Le long du ruisseau du Destel, et dans celles des secteurs de l'Hauberte et du Broussan - La Vignasse (40 à 45% CaCO₃). On observe pratiquement les mêmes assemblages minéralogiques et bioclastiques qu'au Mont Caumes-Pardiguières. Les quartz de ces formations sont petits et anguleux ; on note également la présence de grains glauconieux. Le cortège bioclastique de ces échantillons comprend des algues rouges très abondantes (Mélobésiées) des bryozoaires, des débris de rudistes et d'échinodermes. Les teneurs en carbonates sont comparables à celles du versant Sud du Mont Caumes - Pardiguières étudiées précédemment.

A - Minéralogie des argiles. (fig.108)

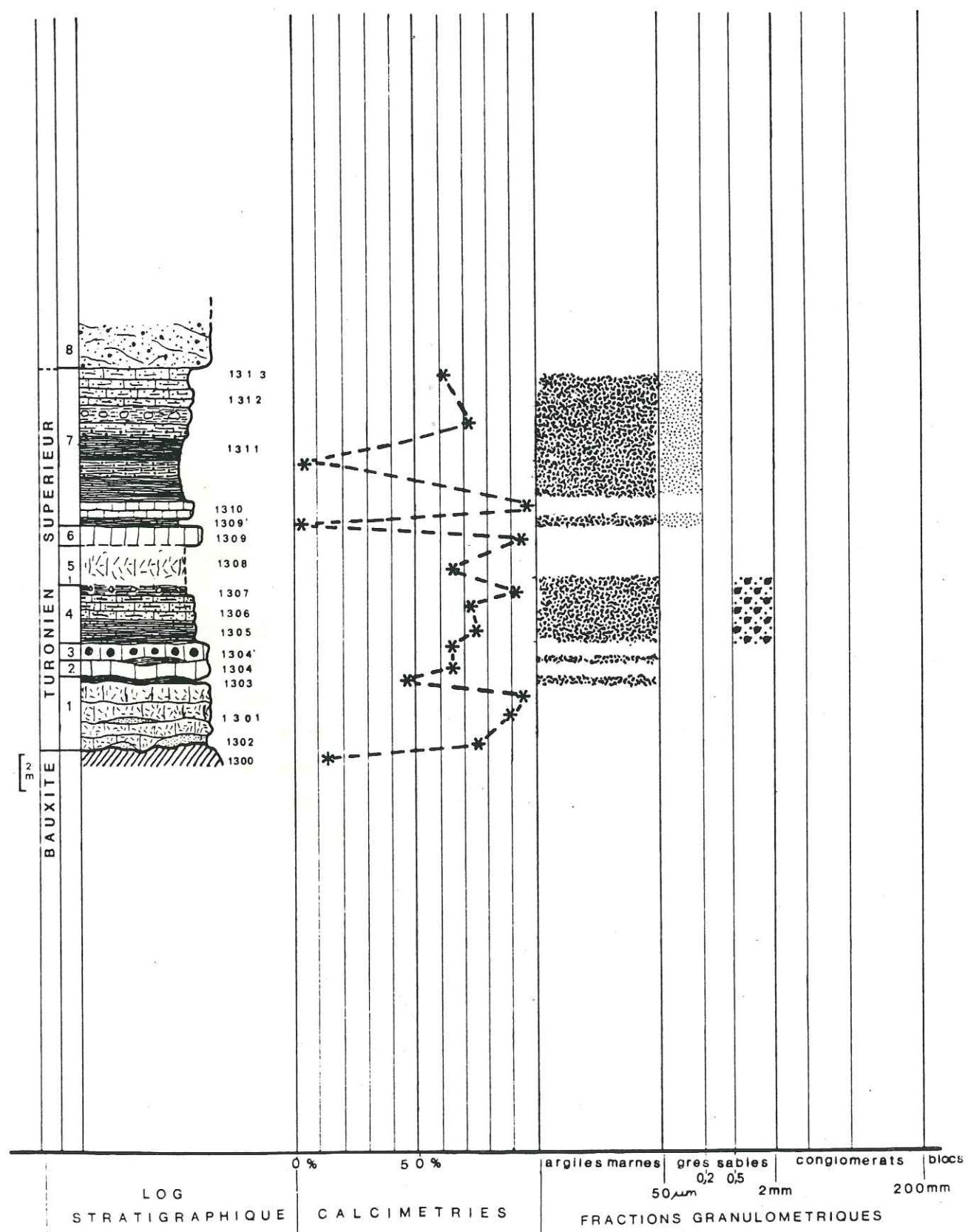
Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : Les assemblages minéralogiques argileux des secteurs des Gours et du Broussan (Caumes Nord Ouest) sont identiques à ceux rencontrés dans les formations biodétritiques et carbonatées du Mont Caumes Sud ; la prédominance des smectites, l'illite assez abondante, et la présence de nombreux interstratifiés 10.14S. et 14C.14S. caractérisent les secteurs considérés.

IV.2.3.2.3.2. Le versant Nord du Mont Caumes : le secteur de Robeuf : Plan directeur Toulon 2 X = 889,3 Y = 106. Sur le versant Nord du Mont Caumes on observe l'alternance de formations carbonatées et conglomératiques : de bas en haut la coupe est la suivante :

1) Calcarénites sableuses et glauconieuses roussâtres à stratifications obliques (55% CaCO₃) Les quartz sont petits et anguleux, souvent corrodés. Parmi les bioclastes, on note la présence d'algues rouges (Mélobésiées) et la très grande abondance de foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Cunéolines) et imperforés (Milioles). La texture est de type grainstone-packstone et le ciment sparitique.

2) Conglomérat polygénique (5m) à galets de fer, et grès vert essentiellement, mêlés à des blocs de grès coquilliers de couleur rousse. Ces galets ont une taille variant de 0,5 à 7 cm. Les quartz très abondants sont localisés en passées : ils sont petits et anguleux. Les bioclastes sont représentés par quelques débris de rudistes, et de nombreux forami-

ALLAUCH



nifères benthiques à tests agglutinants (Cunéolines), imperforés (Milioles) et échinodermes. Le ciment du conglomérat est une sparite (60 à 70% CaCO₃) et la texture est de type grainstone.

3) Alternance de calcaires bioclastiques (>90% CaCO₃), calcarénite sableuse et glauconieuse et calcaires à débris de rudistes et nérinés (25m). La texture est de type wackestone et le ciment micritique.

4) Conglomérat polygénique (6m) à galets de quartz filoniens et de quartzites, et blocs de grès coquilliers et de calcaires à rudistes. Le ciment est un calcaire bioclastique sableux très grossier et mal consolidé (grainstone). Ciment sparitique (6m). Ce type de séquence se reproduit encore deux fois.

La formation 2 a été datée du Turonien supérieur par la microfaune, (Tronchetti 1981) Les assises qui lui sont superposées sont probablement d'âge Coniacien.

A - Minéralogie des argiles.

Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : Les formations encaissantes des poudingues de Robeuf sont caractérisées par la prédominance des smectites. Celles-ci sont accompagnées d'illite ; on note la présence d'interstratifiés 10.14S.

IV.2.4. Domaine de plate-forme.

IV.2.4.1. Coupe type : Le toit de la bauxite de Cantepedrix (Massif d'Allauch)

Cette coupe se situe sur l'aire centrale du massif, sur le versant Nord de la butte de la "Petite Tête Rouge". Plan directeur Aubagne 2 X = 856,8 Y = 120,7 au dessus de la bauxite on distingue de bas en haut :

1) Calcaire gréseux (4m) spathique (75 à 90% CaCO₃) ferrugineux, de couleur rousse, à débris d'échinodermes, bryozoaires, gastéropodes et foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Cunéolines,

Dicyclines) imperforés (Miliolites) stratification oblique. Intercalés dans ces niveaux on observe des calcaires grés-sableux de même association bioclastique. (planche M5 photo 13)

2) Calcaire argileux (1,60m) (66% CaCO₃) bleuté, avec passées marneuses (46% CaCO₃) rousses riches en fer et passées micritiques. Ces calcaires ont livré des échinodermes très abondants, des madréporaires, des bryozoaires et foraminifères benthiques à tests calcaires imperforés (Miliolites).

3) Calcaire bréchoïde (0,50m) (65% CaCO₃) à débris de *Durania cornupastoris* et nodules ligniteux

4) Marnes cendreuses (2m) (72 à 76% CaCO₃) à passées ligniteuses et argilites gris-bleuté, avec remaniements intraformationnels et ciment sparitique. Calcaire blanc rosé (90% CaCO₃) (0,40m) débris de gastropodes.

5) Calcaire argileux bleuté (65% CaCO₃) marnes (1,50m) et calcaire sparitique de couleur rousse et à stratifications obliques (2m)

6) Barre à rudistes (2m) (93% CaCO₃) constituée d'un calcaire micritique gris avec quelques éléments bréchoïdes. Ces niveaux ont livré des algues rouges (*Mélobésiées*), des foraminifères benthiques, des rudistes (*Radiolitidés*), des échinodermes. La texture est de type packstone.

7) Argilites (3% CaCO₃) marnes de décalcification à polypiers calcaires marneux à rudistes (96% CaCO₃) (*Radiolitidés*), échinodermes, ostracodes et foraminifères planctoniques et benthiques à tests calcaires agglutinants (*Cunéolines*) et perforés (*Rotalina*). On note également la présence de quartz fins et anguleux. La texture est celle d'un mudstone à fenestrae. A la partie supérieure de cette unité, s'individualise un calcaire argileux jaunâtre (5-6m) (60 à 70% CaCO₃) à petits foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (*Textulaire*) imperforés (*Miliolites*) On note la présence de quartz hétérométriques anguleux et glauconie souvent altérée. La texture est de type mudstone. (planche M5, photo 14)

8) Calcaires à entroques et petites lentilles à hippurites constituent le sommet de la Petite Tête rouge.

Ces observations montrent à la base de la coupe un peuplement riche en échinodermes et bryozoaires caractéristique d'un milieu assez profond. A partir de la formation 7 les paramètres écologiques varient probablement (salinité, température, condition d'exposition, niveau de l'eau...) La microfaune pullule : ostracodes, foraminifères (*Miliolites*, *Rotalina*). La coupe est ainsi caractérisée dans son ensemble par des sédiments carbonatés. Les rudistes et les microfaunes permettent d'attribuer un âge Turonien supérieur pour l'ensemble de la coupe. A l'extrême sommet (8) la microfaune benthique indique des affinités sénoniennes. (Coniacien)

A - Granulométrie des sables. (fig. 79, 86)

Les analyses sont faites dans la formation 4 marno-cendreuse à passées ligniteuses. Les sédiments ont une taille moyenne relativement élevée : sables grossiers et granules. L'étalement dimensionnel est fort ; large éventail entre les grosses et les petites particules. Le classement est mauvais, les histogrammes de fréquence peu aigus. Le facteur hydrodynamique négatif montre un sédiment difficilement mis en mouvement par l'agent de transport. L'asymétrie positive atteste la prédominance de particules grossières. Le triage est mauvais. Les écarts-types sont très faibles la tendance linéaire est nette pour l'échantillon 1306 ; le sédiment est non évolué ; pour l'échantillon 1305 le triage est faible mais amorcé vers les grossiers (courbe linéaire à orientation parabolique).

B - Granulométrie des grés. (fig. 95)

Les analyses ont porté sur les calcaires grés-argileux qui constituent la partie supérieure de l'unité n°7 de la coupe de la Petite Tête Rouge (éch. 1313). L'histogramme de fréquence regroupe les particules allant de 0 à 400 μ m. Le mode (47%) est situé entre 100 et 200 μ m. La médiane ($Q_2 = 128 \mu$ m) indique un sédiment très fin. L'écart type élevé ($\sigma = 13,91$) montre une répartition dans un petit nombre de classes granulométriques.

C - Etude des quartz.

Les quartz observés ont été prélevés dans la formation marneuse n° 4 de la coupe du toit de la Bauxite.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 92% ; N.U.N.E. 7% ; E.L. 0% ; R.M. 1%

b) Exoscopie : (planche 17 photo 1, 2) Après un épisode éolien ancien, nous retrouvons d'épaisses pellicules d'altération soit sous forme de coulées soit sous forme d'écailles siliceuses (climat subaride sec et chaud). Nous n'excluons pas une reprise marine (infratidale) des grains qui tend à la dissolution de l'altération pédogénétique en même temps quelle donne des quartz à surfaces propres et aux sommets bien polis.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 109, 110)

L'ensemble de la formation de la Petite Tête Rouge montre la prédominance de la kaolinite ; on note également l'abondance des smectites dans les niveaux marneux et argileux de la base et du sommet de la coupe (formation 4 et 7) L'illite et les minéraux de type interstratifiés 10.14S et 14C.14S. sont présents tout au long du profil. Globalement on observe une diminution de la kaolinite et une augmentation des smectites depuis la base vers le sommet de la coupe, l'illite et les interstratifiés étant constants.

E - Minéralogie. (Fig. 125)

Les formations les plus détritiques (4 et 7) ont livré des assemblages minéralogiques tout à fait semblables.

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

staurotide abimée (++)

zircon (++)

tourmaline brune (++)

grains glauconieux très altérés (+)

rutile (+)

minéraux opaques (++) dont oxyde de fer (+)

E - Minéralogie.

Les formations les plus détritiques (4 et 7) ont livré des assemblages minéralogiques tout à fait semblables

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

staurotide abimée (++)

zircon (++)

tourmaline brune (++)

grains glauconieux très altérés (+)

rutile (+)

minéraux opaques (++) dont oxyde de fer (+)

a.2. Autres minéraux :

quartz (++) de petite taille anguleux

micas (++) biotite altérée, muscovite

calcite (+)

a.3. Etude des zircons : dans le cas présent, l'étude succincte nous a permis de repérer quelques zircons d'origine calco-alcaline.

IV.2. 4.2. Variations latérales.

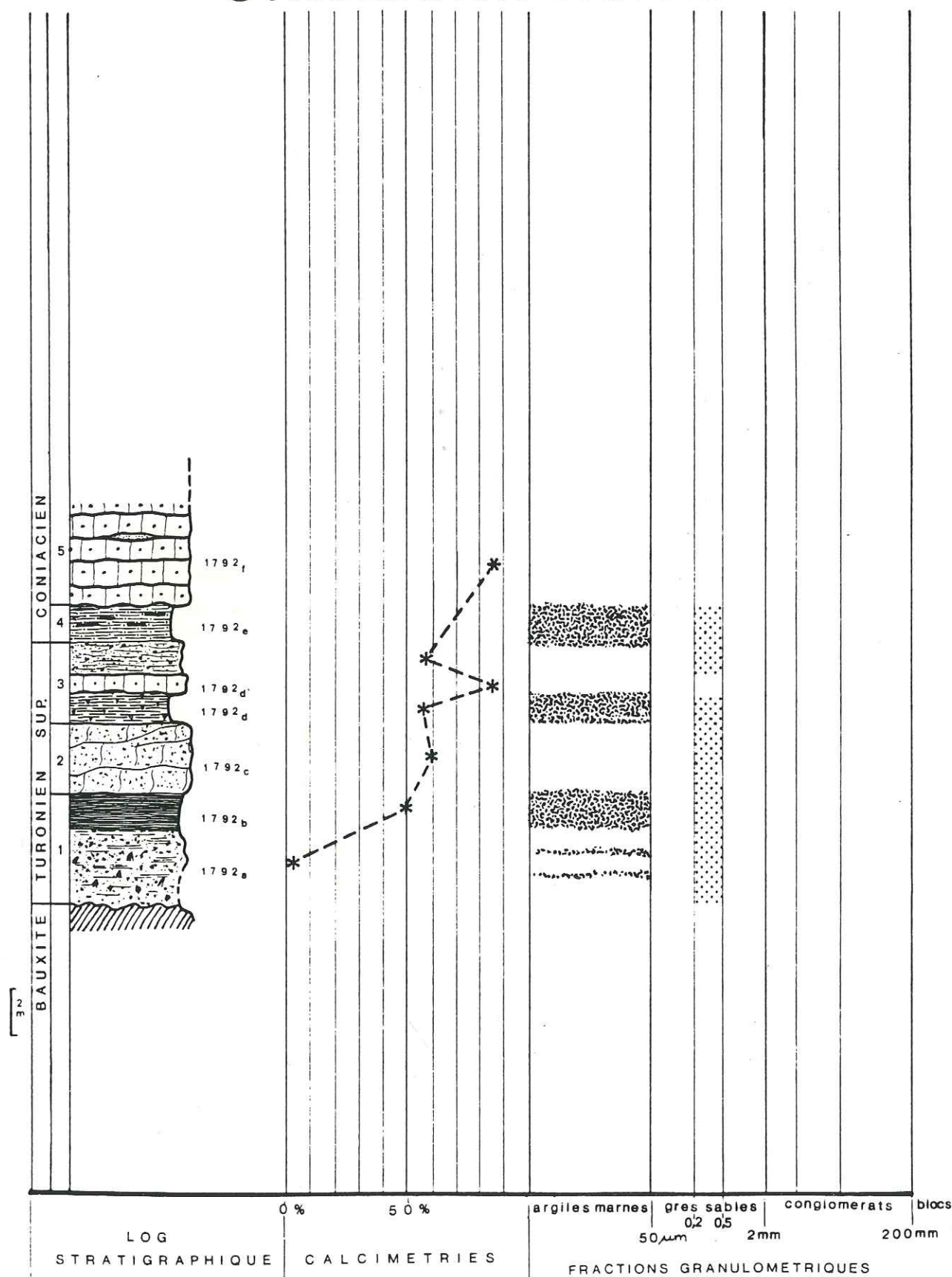
IV.2. 4.2.1. Le massif de la Ste Baume et les synclinaux Varois

IV.2. 4.2.1.1. Dans le massif de la Ste Baume : plan directeur

Aubagne 4:X = 875,2; Y = 119,0. Le Turonien superposé géométriquement au Coniacien (voir la coupe avec celle du Cénomani) se compose de calcaires gréseux roux et microbrèches surmontés par des marnes et argiles gréseuses bistres.

1) Les calcaires gréseux (99% CaCO₃) contiennent de rares quartz hétérométriques arrondis à anguleux ; nous n'avons pas observé de cortèges minéralogiques lourds. Les bioclastes ont livré des foraminifères benthiques (Miliolidés, Lituolidés) et des débris de rudistes. On note également la présence de lithoclastes de micrites à miliolidés. La texture est de

SYNCLINAUX VAROIS PELICON



type grainstone. (planche N° 6, photo 16)

2) Les marnes et argilites ferrugineuses (74% CaCO_3) sont riches en foraminifères benthiques (Textulaires, Miliolites) et ostréidés. Le ciment est argilo ferrugineux.

IV.2.4.2.1.2. Les synclinaux Varois.

a) Le synclinal de Pélicon : à l'Est de Brignoles, en contre bas de la D12 qui relie Brignoles à Camps-la-Source. Plan directeur Brignoles 8 X = 905,0 Y = 129,6. La coupe est bien visible dans une ancienne carrière de Bauxite. De bas en haut et au-dessus de la bauxite on observe :

1) argilites noirâtres et grès sableux (5-6m) à fragments de bauxite remaniée (3% CaCO_3) ; le cortège minéralogique est caractérisé par la présence de rares micas, zircons, pyrite.

2) calcaires gréseux à stratifications obliques (3m) (60% CaCO_3)

3) Alternance de calcaires bleutés à foraminifères (Miliolites) (85% de CaCO_3) et sables ocreux (3m) (58% CaCO_3)

4) Marnes noires à lamellibranches et gastropodes (2m) (58% CaCO_3)

5) Calcaires (87% CaCO_3) à foraminifères (Miliolites), Algues rouges (Mélobésiées) et rudistes au sommet.

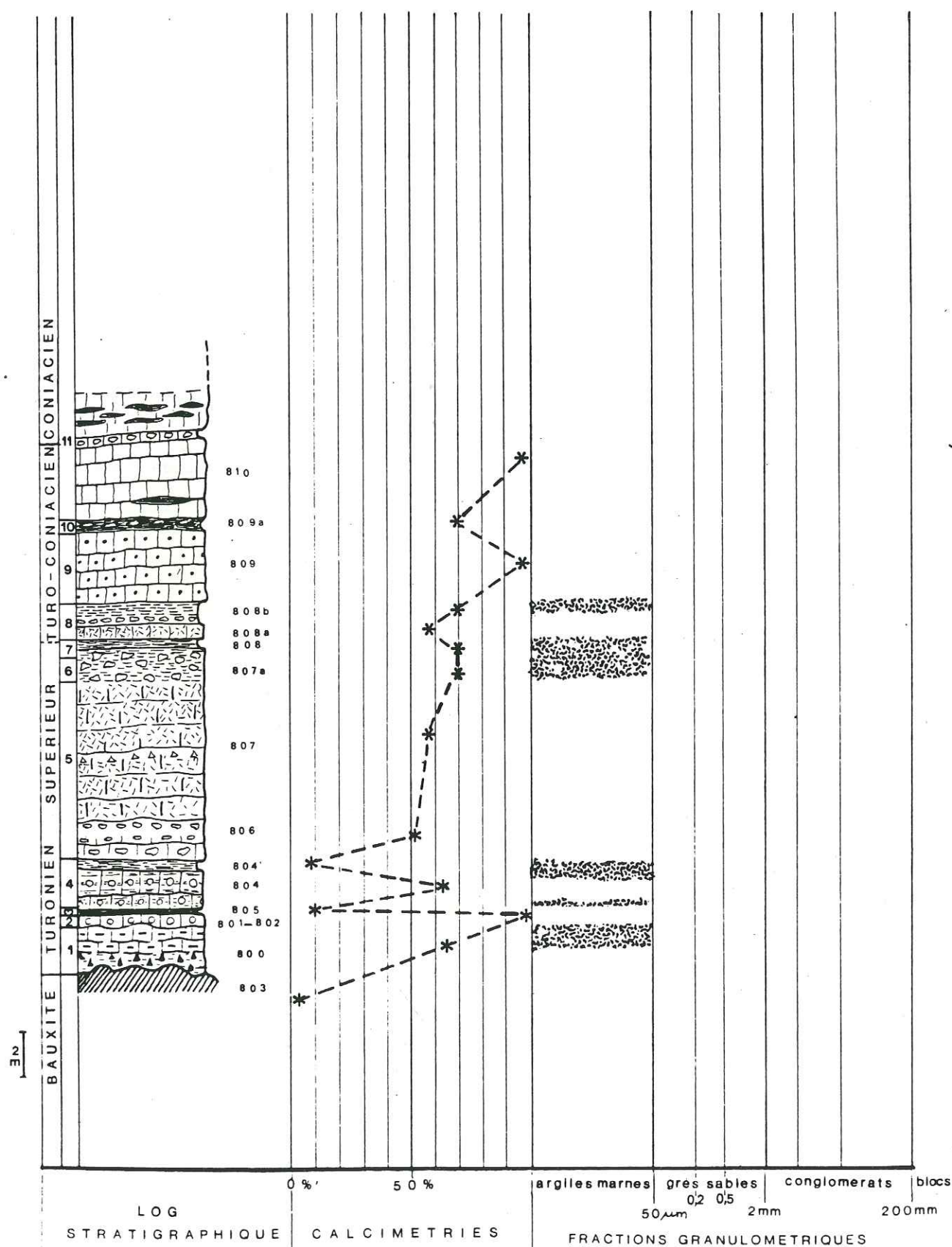
Les formations 1 à 3 sont attribuées au Turonien Supérieur

Les formations 4 et 5 sont datées du Sénomien inférieur par les microfaunes et les rudistes.

b) Le synclinal de Camps la Source au sud du village, le long de la D12 qui relie Camps-la-Source à Forcalqueiret. Plan directeur Brignoles 8 X = 904,7 Y = 127,6. De bas en haut et superposés directement à l'ensemble Cénomaniens, on observe : (voir coupe avec le Cénomaniens)

1) à la base 2 à 3 m de calcaire à rudistes (93% de CaCO_3) très gros fragments de Radiolitidés, riche en foraminifères benthiques (Miliolites) madréporaires et échinodermes. Il s'agit de wackestone, packstone ; on observe la présence de fenestrae parfois remplis de sédiment interne

MAZAUGUES



à disposition géotrope. (planche #7, photo 20,21)

2) 1m de calcaires gréseux (82% CaCO₃) en bancs irréguliers composés de foraminifères benthiques (Textulaires, Dicyclines, Lituolidés, Miliolites), algues rouges (Mélobésiées), rudistes (Radiolitidés) et débris d'ostracodes. La texture est de type grainstone à packstone.

3) Marnes (80% CaCO₃) à foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Textulaires) et imperforés (Miliolites). Les indications biostratigraphiques fournies par les rudistes permettent d'avancer un âge Turonien supérieur pour cet ensemble.

IV.2.4.2.1.3. Le toit de la Bauxite à Mazaugues.

La coupe est bien visible au toit de la mine de Bauxite de "la découverte" au Nord du village de Mazaugues. Plan directeur Cuers 2 X = 891,0 Y = 125,2. Sur la bauxite de bas en haut :

1) Calcaires marneux roux à violacés, fins, compacts, à fragments de bauxite remaniée, lits marneux noirâtres à débris de végétaux et polypiers et passées argileuses jaunes (2,5m)

2) Calcaires blanchâtres (90 à 100% CaCO₃) avec remaniements intraformationnels (1m) (découverte récente de lentilles à hippuritidés (H.Vasseuri))

3) Marnes noires ligniteuses riches en polypiers, débris végétaux lamellibranches, gastropodes (0,30m)

4) calcaires roux à galets noirs (2m)

5) épaisse formation de calcaires grumeleux (50 à 58% CaCO₃) (à la base) (6m) et de calcaires roux

6) Conglomérat à éléments plus ou moins arrondis dans un ciment de marnes noirâtres (1,5m) (70% CaCO₃)

7) Marnes noirâtres (0,5m) (70% CaCO₃)

8) Calcaires roux et marnes à remaniements intraformationnels

9) Micrite (3m) à foraminifères (Miliolites), débris de rudistes et ostréidés (90 à 100% de CaCO₃)

10) Marnes à nodules (0,5m)

11) Calcarénite bioclastique : au sommet lentille de marnes

La coupe se termine par des calcaires à lentilles sableuses datés du Coniacien inférieur. Les associations faunistiques permettent de placer les formations de 1 à 6 dans le Turonien supérieur (confirmé par Hippurites vasseuri). Les formations 7 à 10 représentent une zone de transition entre Turonien et Coniacien.

Tous les sédiments des coupes précédentes présentent de fortes teneurs en Carbonates ; on note la faiblesse des apports détritiques.

A - Granulométrie des sables.

A1 La Ste Baume : (fig. 79, 87)

Les analyses ont porté sur les marnes et argilites gréseuses bistrées de la base du Turonien (Formation 2). Le sédiment est un sable fin à étalement dimensionnel fort : les particules sont de taille différentes. Le sédiment est bien classé à très bien classé et les histogrammes de fréquence aigus à très aigus. Le facteur hydrodynamique positif montre que les particules sont facilement entraînées par l'agent de transport (hydrodynamisme fort). Sédiment très bien trié. Courbe symétrique ; Ecart type proche de 7 ; courbe à tendance sigmoïde.

A2 Pélicon : (fig. 79, 88)

Les échantillons choisis sont représentés par des argiles noires et des grès sableux de la formation n°1. Il s'agit d'un sable fin, très bien classé, histogramme de fréquence aigus. L'étalement dimensionnel est moyen ; différence de taille réduite entre les petites et les grosses particules. Sédiment facilement entraîné par l'agent de transport (facteur hydrodynamique positif) ; très bon triage ; courbe symétrique ; écart type supérieur à 7 ; les courbes sont de type sigmoïde.

B - Etude des quartz.

B1 Ste Baume Bettons:

Les rares quartz observés appartiennent aux marnes et argilites gréseuses de la coupe.

a) La pauvreté du sédiment ne nous a pas permis d'effectuer de comptages.

b) Les observations endoscopiques permettent d'établir un cortège représenté par des quartz de socle : quartz granitiques, métamorphiques ; on note également la présence de quartz rhyolitiques dont certains sous la forme automorphe.

c) Exoscopie (planche Q17 : photo 3 - 4) : Les échantillons sont caractérisés par un épisode deltaïque typique, l'aspect particulièrement poli de la néogénèse et la dissolution plus marquée des quartz autour des anciennes traces de choc peuvent conduire à l'hypothèse d'une reprise marine de faible énergie.

B2 Camps la Source :

Les observations concernent les quartz de la formation marneuse n°3 datée du Turonien supérieur.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 97,8% ; N.U.N.E. 1,5% ; E.L. 0,2% ; R.M. 0,5%

b) Exoscopie (planche 18 photo 1 à 4) : traces de choc éoliennes anciennes. La néogénèse deltaïque n'est pas très développée ; elle n'envahit pas la surface des grains et se développe essentiellement sur les faces planes et les sommets des quartz. Une reprise infratidale de basse énergie, postérieure à la phase deltaïque (à peine marquée) se retrouve : surfaces très propres, sommets bien polis, début de réseau anastomosé.

B3: Mazaugues Mine de la Découverte ;

Des échantillons de bauxite pisolithique ont été prélevés et ont donné les résultats suivants :

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 92% ; N.U.N.E. 7% ; E.L. 0% ; R.M. 1%

b) Morphométrie Endoscopie : Les quartz de socle sont très abondants : granitiques 35%, métamorphiques 60%, rhyolitiques 3% dont 1% d'automorphes.

c) Exoscopie (planche 17 : photo 5 - 6) Les quartz des bauxites sont caractérisés par un épisode éolien ancien (cupules, V de choc)

à léger gradient de polissage ; par d'épaisses pellicules d'altération polies à la suite d'une reprise aquatique ; enfin par de petits dépôts siliceux pédogénétique.

C - Minéralogie des argiles. (fig. 111, 112)

C1. La Ste Baume et Les Synclinaux Varois : analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) Les formations marneuses et gréseuse 1 et 2 qui constituent le Turonien du Vallon de Bettons révèlent un éventail minéralogique caractérisé par la prédominance des smectites ; la kaolinite est bien représentée ; on note également la présence d'interstratifiés 10.14S. 14C.14S. et des traces d'illite.

b) Les formations argilo-sableuses de la base de la coupe de Pélicon Les Brignoles sont très riches en kaolinite traduisant ainsi l'influence bauxitique sous jacente dans le sédiment ; l'illite et les minéraux interstratifiés complètent le cortège.

c) Les analyses minéralogiques de trois formations étudiées à Camps-la-Source font apparaître l'abondance des smectites ; la kaolinite et l'illite sont également bien représentées.

C2. Mazaugues la Découverte : analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) La bauxite du secteur de Mazaugues est très riche en kaolinite ; les formations sus-jacentes qui contiennent des remaniements intraformationnels de bauxite sont également très riches en ce minéral.

b) L'éventail minéralogique de la coupe de la mine de la Découverte est caractérisé par la prédominance de la kaolinite ; l'illite et les interstratifiés sont en nombre constant dans tout le profil. Les smectites paraissent de plus en plus abondantes dans les formations marneuses et carbonatées du sommet de la coupe où elles finissent par dominer.

IV.2. 4.2.2. Le synclinal de Méjean-Ensues-La Redonne-La Nerthe Sud

IV.2.4.2.2.1. Coupe du Puits St Antoine : La coupe est bien visible au Nord du Puits St Antoine, le long de la D48E qui joint Ensues au village de la Redonne. Plan directeur Marseille 3 X = 832,3 Y = 119,4. Au dessus de la deuxième barre à rudistes (sensu J. Philip 1970) du Cénomarien (20m) on observe :

1) Calcaires gréseux roux (5m) (85% CaCO₃) riches en petits quartz arrondis, stratifiés et croute ferrugineuse ; ils livrent des débris arrondis d'algues rouges, de rudistes (fragments de Radiolitidés) lamellibranches, polypiers et spongiaires ainsi que des foraminifères benthiques à tests calcaires imperforés (Miliolites). Le ciment est sparitique.

1') Invisibilité : (colluvion argileux rouge)

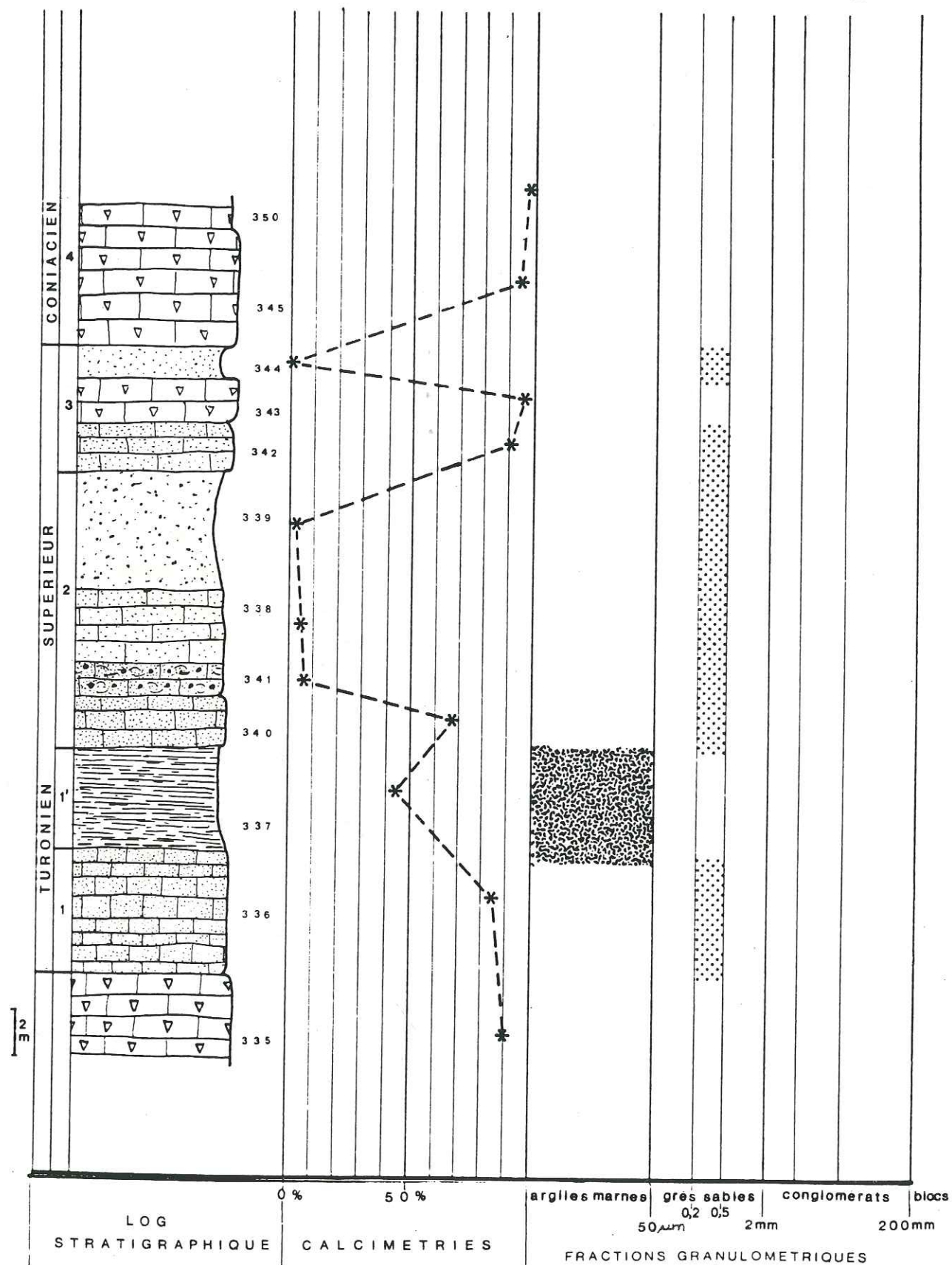
2) A la base calcaires gréseux roux (68% CaCO₃) très riches en quartz hétérométriques anguleux, grains glauconieux et nodules ferrugineux. Les bioclastes de la formation sont représentés par des algues vertes (Dasycladacées), des algues rouges (Mélobésiées) des foraminifères benthiques à tests agglutinants (Textulaires), des fragments de lamellibranches (Ostréidés fibreux), gastéropodes, échinodermes et polypiers. Le ciment est sparitique.

La partie supérieure de cette unité est un sable ocreux (1% CaCO₃) riche en quartz hétérométriques et débris bioclastiques rares.

3) Calcaires gréseux ferrugineux (10m) (90% CaCO₃) et sables rouges ou ocreux (2% CaCO₃) formant progressivement la troisième barre à rudistes par une alterance de calcaires à rudistes et de sables coquilliers. Cet ensemble est constitué de quartz très petits et anguleux. Ces grès ont livré : des foraminifères planctoniques et benthiques (Textulaires, Miliolites), des fragments de rudistes et débris d'échinodermes. Le ciment est micritique à microsparitique.

4) La troisième barre calcaire à rudistes (95% CaCO₃) passe progressivement au "grès roux de Méjean" : grès grossiers avec passées coquillères et sableuses en alternance.

NERTHE PUITTS ST ANTOINE



Les niveaux 1, 2 et 3 appartiendraient au Turonien supérieur en raison de l'abondance de *Durania cornupastoris* et de *Vaccinites pétrocorientis*; les ostracodes confirment ces données. La troisième barre à rudistes serait d'âge Sénonien inférieur (Coniacien). L'étude calcimétrique montre une influence détritique prédominante à la fin du Turonien supérieur.

A - Granulométrie des sables. (fig. 80, 89)

Les analyses ont porté sur la partie supérieure de l'unité 2 (sable ocreux riche en quartz) et sur les sables rouges supérieurs de l'unité 3. Il s'agit de sables fins à très fins, très bien classés, à histogramme de fréquence très aigus. L'étalement dimensionnel est faible, les particules transportées sont sensiblement de même taille. Les valeurs positives du facteur hydrodynamique indiquent des sables facilement entraînés par l'agent de transport. Les sables sont très bien triés à extrêmement bien triés. Les courbes sont symétriques. Les écarts-types sont élevés. Les courbes cumulatives sont de type sigmoïde à tendance hyperbolique. Conclusions : Ces résultats indiquent des faciès très évolués, la prédominance des particules fines et une tendance à l'envasement.

B - Granulométrie des grès. (fig. 98)

Les analyses sont faites dans les grès roux de la formation n° 1 qui surmonte directement les calcaires à rudistes (éch. 336). L'histogramme de fréquence montre un regroupement des particules entre 0 et 600 μ m. Le mode (43%) est situé entre 300 et 400 μ m. La médiane ($Q_2 = 309 \mu$ m) montre qu'il s'agit d'un sédiment de taille moyenne. L'écart type ($\sigma = 11,80$) atteste une répartition des particules dans un petit nombre de classes granulométriques.

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les quartz des formations sableuses 2 et 3.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 87 et 90% ; N.U.N.E. 5 et 6% ; E.L. 3 et 1% ; R.M. 5 et 3%

b) Morphométrie - Endoscopie : Le cortège des quartz de socle est représenté essentiellement par des cristaux xénomorphes granitiques : 60% des cristaux xénomorphes métamorphiques : 40%. Il n'y a pas de quartz rhyolitique.

c) Exoscopie : (planche Q9 : photo 1 à 7) : la néogénèse polie de type deltaïque caractérise les cristaux.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 116)

Analyse minéralogique de la fraction argileuse : l'éventail minéralogique est pratiquement similaire dans toutes les formations. Les smectites et la kaolinite sont dominantes, l'illite est partout représentée ; les minéraux interstratifiés 10.14S. et 14C.14S. sont présents tout au long du profil.

E - Minéralogie. (fig. 126, 135)

Les échantillons de la coupe du Puits-St-Antoine ont livré le cortège minéralogique suivant :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

glaucophane (++) usée

disthène (++) usé

staurotide (++) très fraîche, en écharde

zircon (+++)

tourmalines brune et bicolore (++)

épidote verte (++) de grande taille

grenat (+++) rose très frais

grains glauconieux (++)

rutile, anatase (+)

a.2. Autres minéraux :

quartz (+++) assez petits à contours généralement arrondis à sub-anguleux

feldspaths potassiques (+) orthose (2%)

plagioclases rares (+)

Remarque : le cortège est ici enrichi par la glaucophane, minéral alpin par excellence ; son aspect usé est significatif d'un long transport accom-

pagné de reprises successives. A la lumière des observations relevées dans ce secteur et dans celui de l'Erevine, il semble que nous puissions rattacher les minéraux en bon état et très frais qui peuvent créer une ambiguïté quant à leur possible origine alpine, au cortège minéralogique local ; il s'agit essentiellement pour le cas présent du grenat et d'une partie au moins des épidotes. Compte tenu de ces restrictions, la glaucophane et l'autre partie des épidotes pourraient avoir une origine alpine. Elles auraient été apportées par voie directe ou par voie karstique après remaniement des terrains miocène.

a.3. Etude des zircons : Les cristaux sont souvent arrondis ; on n'observe pas de grain automorphe ; beaucoup de cristaux sont indéterminés. L'aire de répartition n'apparaît pas groupée ; les types S prédominent sur les types U. Sur les diagrammes on observe un secteur dont S2 est le meilleur représentant et un autre secteur caractérisé par les types S18 S24. Dans le diagramme (I.A., I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.A, I.T) = (414, 524) . Dans l'ensemble l'origine des cristaux est à rapporter principalement à des roches de type calco-alcaline. Nous n'excluons cependant pas une faible influence métamorphique.

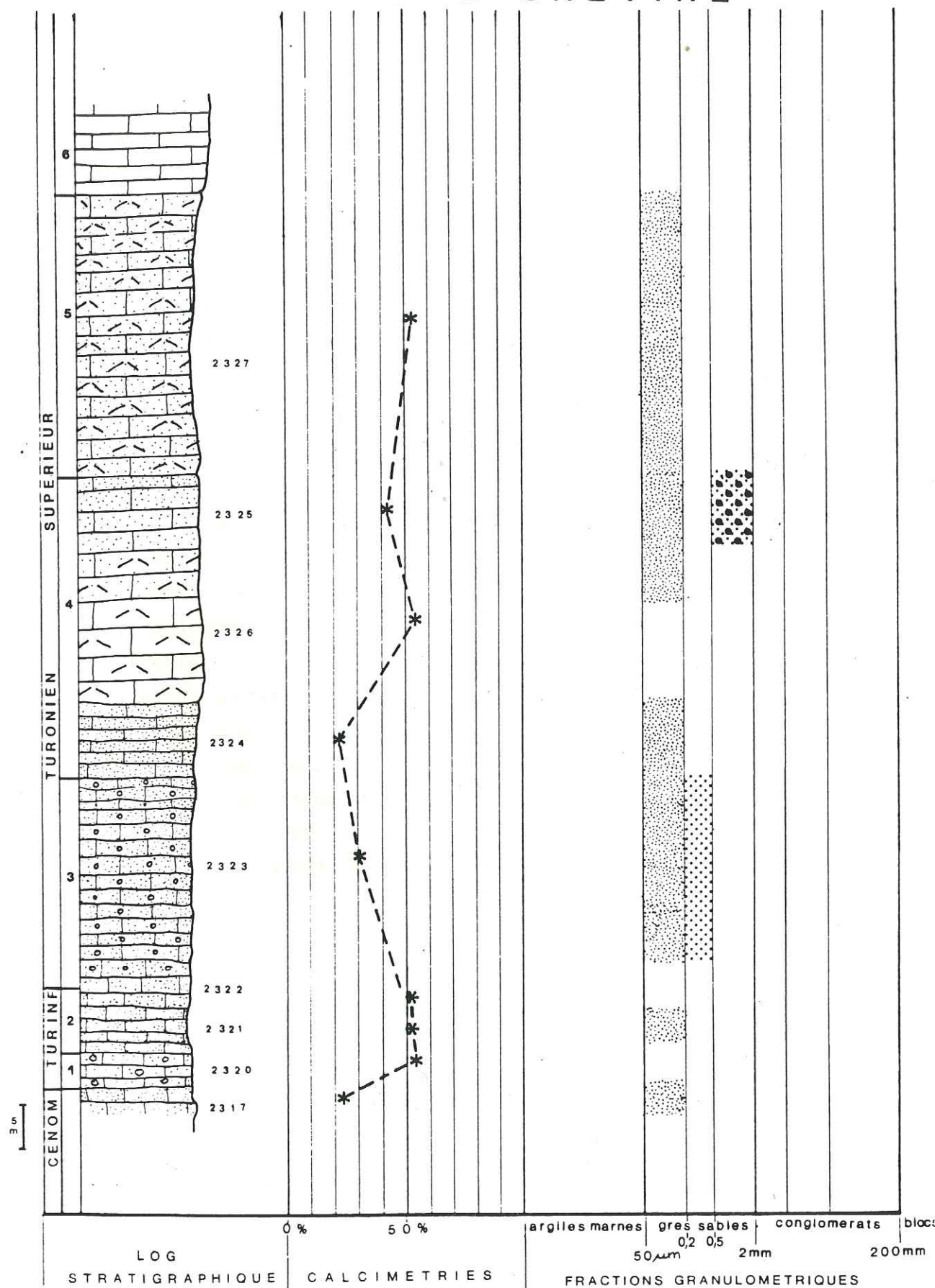
IV.2.4.2.2.2. Coupe de l'Erevine : La coupe est visible le long de la tranchée Nord de la voie de chemin de fer Marseille-Martigues. Plan directeur Marseille 3 X = 835,3 Y = 118,6. Au dessus de la deuxième barre à rudistes cénomaniennes. On note de bas en haut :

1) Calcaires argilo-gréseux bleutés (51 à 53% CaCO₃) à débris noduleux livrant des échinidés (5-6m)

2) Calcaires gréseux en plaquettes (5-6m) (51 à 53% CaCO₃) à débris de rudistes et foraminifères benthiques à tests agglutinants (Textulaires) et imperforés (Milioles). La texture est de type packstone. Cette unité est l'équivalent de la première barre à rudistes (sensu J.Philip 1970)

3) Grès noduleux roux (20m) (31% CaCO₃), ferrugineux, riches en petits quartz anguleux à débris d'Exogyres, foraminifères benthiques (Milioles) et bryozoaires. Le ciment est micritique à microsparitique.

NERTHE EREVINE



4) Bancs calcaires bioclastiques (55% CaCO₃) à foraminifères benthiques (Textulaires, Miliolites), médrépores et biostromes à rudistes (Radiolitides) entrecoupés de niveaux grés-sableux (22 à 42% CaCO₃) à la base et au sommet de la formation) riches en petits quartz anguleux et ostracodes. La texture est de type packstone. Cette formation (20m) représente l'équivalent de la 2e barre à rudiste (sensu J. Philip 1970).

5) Grès roux (30m) (55% CaCO₃) riches en petits quartz anguleux et calcaires à entroques. Il s'agit de packstone à foraminifères benthiques (Miliolites, Textulaires, Cunéolines).

6) Alternance de calcaires bioclastiques et de calcaires à rudiste constituant l'arrête du Signal du Cap Méjean (150m) (3e barre à rudistes)

Les observations précédentes montrent qu'il s'agit d'un milieu très calme et relativement protégé avec des associations microfaunistiques caractéristiques de ce type de milieu. Les niveaux 1 et 2 représenteraient le Turonien inférieur, les niveaux 3, 4, 5 et 6 appartiendraient au Turonien supérieur. Les passées détritiques sablo-gréseuses, les plus pauvres en carbonates sont relativement rares et localisées pour l'essentiel à la formation 3.

A - Granulométrie des sables. (fig. 80, 90)

Les analyses ont porté sur les échantillons gréseux et marno-sableux des unités 3 et 4

* Grès noduleux de l'unité 3 : sable grossier mal classé, histogramme peu aigu, étalement dimensionnel fort. Sédiment difficilement mis en mouvement, mal trié. Asymétrie très négative : présence de particules fines. Ecart type moyen. Courbe complexe (reliquat de particules grossières et particules fines qui se classent).

* Marno-sables de l'unité 4 : sables grossiers assez bien classés, histogramme moyennement aigu, étalement dimensionnel fort. Sédiment bien trié assez difficilement mis en mouvement par l'agent de transport. Asymétrie positive : prédominance des éléments grossiers. Ecart type faible ; courbe de type linéaire à parabolique tendance à l'accumulation de particules grossières dans la partie déritique supérieure de la courbe.

Conclusion : la tendance à l'envasement des unités inférieures fait place à un sédiment plus évolué dans les unités supérieures.

B - Granulométrie des grés. (fig. 98)

Les analyses ont porté sur les grés noduleux qui constituent en partie les formations 3 et 4 de la coupe étudiée (éch. 2323, 2324). Les résultats montrent des histogrammes très bien regroupés entre 0 et 200 μm . Les modes sont situés entre 100 et 200 μm . Médianes : éch. 2323 : $Q_2=123 \mu\text{m}$ éch. 2324 : $Q_2 = 106 \mu\text{m}$ indiquant un sédiment très fin. Ecart type : éch. 2323 : $\sigma = 18,06$; éch. 2324 $\sigma = 16,09$ très élevé caractéristique d'un sédiment très homogène (possibilité d'envasement).

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les quartz des formations gréseuses 2 et 3 de la coupe. Nous n'avons pas effectué de comptages à cause de la très petite taille des cristaux. L'étude exoscopique permet de retracer leur histoire (planche Q11 : photo 1 et 2). Un épisode deltaïque bien caractérisé par des néogénèses polies succède à un épisode éolien ancien ; de fréquents réseaux anastomosés indiquent un passage final dans un milieu marin (infratidal de basse énergie).

Remarque : dans les secteurs de la Nerthe Sud (Erevine, Puits St Antoine) les figures exoscopiques les plus fréquentes et les plus caractéristiques sont acquises en milieu de type deltaïque.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 117)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) Les formations 1 et 2 qui constituent la base de la coupe sont caractérisées par un cortège minéralogique dans lequel dominent les smectites ; l'illite bien représentée est un peu plus abondante que la kaolinite.

b) L'éventail minéralogique des formations 3, 4, et 5 montre la prédominance des smectites ; la kaolinite et l'illite en quantités équivalentes complètent le cortège. Dans l'ensemble la coupe de l'Erevine est caractérisée par l'abondance des smectites.

2) Analyses chimiques :

a) Analyses chimiques de la roche totale : elles ont été effectuées dans la formation n°1 très riche en smectites (8/10)

Echantillon : 2320										Site : EREVINE										
%										p. p. m.										%
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	HgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	NI	Cr	Co	Cu	Pb	V	CaCO ₃	TOTAL
6,55	0,47	0,29	48,65	0,76	0,01	0,06	0,04	nd	326	21	176	1	14	17	24	9	26	10	86,83	95,01

Les résultats montrent que l'échantillon est caractérisé par sa haute teneur en carbonates.

b) Analyses semi-quantitatives élémentaires : Celles-ci, plus ponctuelles ont été effectuées à l'aide de la microanalyse sur l'échantillon 2321 également très riche en smectites (7/10) appartenant à la même formation.

Echantillon : 2321			Site : EREVINE		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
57,8	23,6	11,6	0,5	0,7	5,6

Les résultats suggèrent que les minéraux argileux très riches en aluminium et en fer, qui constituent la majeure partie de l'échantillon, appartiennent à la famille des smectites alumineuses.

3) Observations au M.E.T. : L'échantillon analysé (2320) montre un ensemble de très petites particules isolées ou agglomérées, à contours flous, attribuables aux importantes quantités de smectites qui caractérisent l'échantillon.

E - Minéralogie. (fig. 127, 136)

Dans le secteur de l'Erevine les formations détritiques d'âge Turonien sont caractérisées par l'association minéralogique suivante :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

chloritoïde (++) (souvent alpin mais existe aussi dans les Maures cap Benat)

disthène (++) usé

staurotide (++) très fraîche

zircon (++)

tourmaline brune (++)

épidote verte (++) très fraîche

grenat (+++) frais

rutile (+)

minéraux opaques (+)

a.2. Autres minéraux :

quartz petit (++) anguleux à subanguleux relativement peu arrondis

calcite (+)

feldspaths (+)

Remarque : L'ensemble minéralogique lourd montre la présence de certains minéraux comme le chloritoïde ou l'épidote ; ceux-ci, nous l'avons remarqué dans d'autres secteurs, sont habituellement associés avec la glaucophane dans les apports de la mer du Miocène. Leur présence dans ce cortège minéralogique suggère donc un signature alpine et ceci malgré l'absence de la glaucophane.

a.3. Etude des zircons : Les cristaux sont souvent arrondis, abimés et cupulés. On observe l'étalement des populations où prédominent les types S et de rares types U. Les types S12, S13, S18, S19, S23, S24, sont bien représentés. Dans le diagramme (I.A., I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.A, I.T) = (395, 550) . Le cortège paraît caractérisé par les deux types d'origine métamorphique et calco-alcaline, cette dernière étant cependant prédominante.

IV.2.4.2.3. Le flanc Nord de la chaîne de la Nerthe.

IV.2.4.2.3.1. La gare de Lavéra : Plan directeur Istres X = 817,8 Y = 124,8. Le long des voies de chemin de fer de Martigues à Miramas au niveau de la gare de Lavéra, on peut étudier 2 coupes dans le Turonien supérieur. Une première coupe observable sur le talus Ouest de la voie ferrée permet d'observer des biohermes à madréporaires (Philip 1965). Une coupe complémentaire que l'on peut relever le long du talus-Est ne permet pas l'observation de ces édifices, mais se révèle plus intéressante pour une étude détaillée de la sédimentation terrigène locale. De bas en haut on observe :

1) Sédimentation terrigène rythmique : alternance de calcaires gréseux bleutés (70% de CaCO₃) et sables argileux (3 à 6% CaCO₃). Cet ensemble contient des quartz de petite taille, souvent corrodés, grains glauconieux et micas. Les calcaires gréseux ont livré des débris de rudistes (Radiolitidés), d'échinodermes et nombreux gastéropodes auxquels, il faut ajouter des foraminifères benthiques (Miliolés) et des éléments d'algues rouges (Mélobésiées) ; tous ces débris sont plus ou moins rubéfiés, le ciment des calcaires est sparitique à microsparitique.

2) Apparition du faciès calcaire (>90% CaCO₃) brèches à madréporaires, rudistes (débris de Radiolitidés), gastéropodes, échinodermes, spongiaires et calcaires gréseux roux à quartz assez gros et arrondis. La texture est de type packstone. (L'abondance des gastéropodes est particulièrement significative dans les formations 1 et 2).

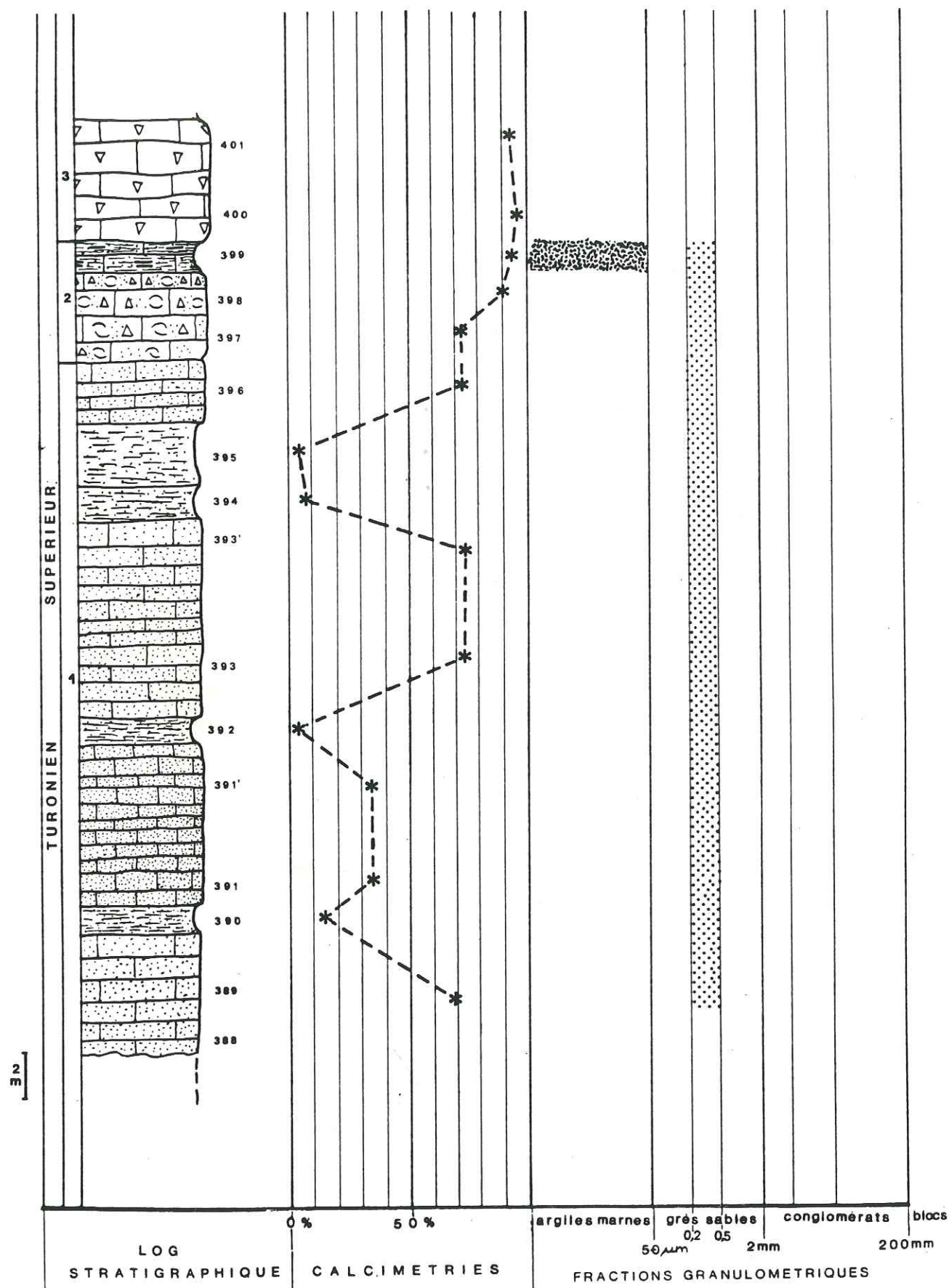
3) Calcaires massifs (>90% CaCO₃) à Madréporaires, rudistes polypiers : Les éléments de datation sont rares. Certains arguments micropaléontologiques (ostracodes) au mur de la formation biohermique à madréporaires confirment l'âge Turonien supérieur de l'ensemble.

L'étude calcimétrique nous a montré l'importance des apports rythmiques sableux pauvre en carbonates au sein de la formation 1.

A - Granulométrie des sables. (fig. 81, 91)

Les analyses ont été faites dans les sables argileux de la formation 1. Ce sont des sables fins à très fins, extrêmement bien classés à bien classés. Les histogrammes de fréquence sont très aigus. L'étalement

LAVERA GARE



dimensionnel faible atteste la présence de particules de taille pratiquement identiques. Le sédiment est facilement entraîné par l'agent de transport (FH positif). Les sables sont extrêmement bien triés à très bien triés. Courbes symétriques (éch. 395). Asymétrie positive avec présence d'une fraction plus grossière (éch. 392). Les écarts-types sont toujours élevés : les courbes sont de type sigmoïde pour l'échantillon 395 et parabolique pour l'échantillon 392. (sédiment de plus haute énergie, lessivable).

B - Granulométrie des grès. (fig. 99)

Ce sont des calcaires gréseux bleutés de la formation n°1 qui ont fait l'objet de cette analyse (éch. 388, 391, 393). Les histogrammes de fréquence montrent un sédiment étalé entre 100 et 800 µm (0 et 500 µm pour l'éch. 393). Les modes sont situés dans tous les cas entre 200 et 300 µm. Valeur de la médiane : éch. 388 : $Q_2 = 350 \mu m$ (sédiment de taille moyenne) ; éch. 391 : $Q_2 = 264 \mu m$ (sédiment fin) ; éch. 393 : $Q_2 = 226 \mu m$ (sédiment fin). Valeur de l'écart type : éch. 388 : $\sigma = 8,36$; éch. 391 : $\sigma = 11,25$; éch. 393 : $\sigma = 12,03$. Les résultats précédents montrent que les sédiments sont d'autant plus fins et homogènes qu'on monte vers le sommet de la formation.

C - Etude des quartz.

Les quartz étudiés sont prélevés dans la formation sablo-argileuse n°1 de la coupe.

Exoscopie : (planche Q10 : photo 1 à 7) à un épisode éolien ancien (V et croissants de choc) succède un épisode deltaïque bien marqué par des néogénèses envahissant parfois toute la surface des grains. Il s'y rajoute une reprise marine de type infratidal de basse à haute énergie entraînant, d'une part et parfois, la dissolution partielle de la néogénèse deltaïque et d'autre part la constitution de très beaux réseaux anastomosés.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 115)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : L'éventail minéralogique est pratiquement similaire dans toutes les formations du profil. Les smectites sont dominantes ; la kaolinite assez abondante est absente dans les calcaires sommitaux de la coupe ; l'illite et les inter-

stratifiés 10.14S. sont présents ou à l'état de traces.

2) Analyses chimiques :

a) Analyses chimiques globales : elles concernent la formation sommitale n° 3.

Echantillon : 400										Site : GARE DE LAVERA											
%									p. p. m.										%		
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	CaCO ₃	TOTAL	
0,65	0,35	0,32	53,55	0,49	0,01	0,01	0,02	nd	305	26	242	nd	15	18	18	12	32	10	95,57	97,42	

Les résultats montrent que l'échantillon est essentiellement caractérisé par sa richesse en carbonates.

b) Analyses élémentaires semi-quantitatives : Effectuées dans la même formation que précédemment sur l'échantillon 401 très riche en smectites, elles ont révélé des pourcentages significatifs en aluminium et en fer permettant d'apparenter des minéraux à la variété des smectites alumineuses.

Echantillon : 401			Site : LAVERA		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
54,5	30,8	13,2	0,0	1,2	0,3

c) Observation au M.E.T. : les smectites de la formation sommitale se présentent sous la forme de petites particules floconneuses et paraissent souvent agglomérées en paquets diffus.

E - Minéralogie. (fig. 128, 137)

Dans le secteur de la gare de Lavéra, les formations détritiques (n° 1) sont caractérisées par le cortège minéralogique suivant :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds : disthène (++) usé, sillimanite (+), staurotite (++) usé, zircon (+++), tourmalines bleue et brune (++) , rutile (+), anatase (+), brookite (+), minéraux opaques, oxyde de fer (kimonite) (++) , grains glauconieux (+).

Remarque : Pendant le Turonien, la présence de la sillimanite semble généralisée à l'Ouest du domaine d'Etude (région de Berre essentiellement). L'origine de ce minéral dans les Maures pourrait être envisageable mais le métamorphisme croissant d'Ouest en Est qui affecte ce massif ferait alors chercher la sillimanite dans ces secteurs les plus orientaux, relativement éloignés du domaine d'étude (Seyler 1975). En ce qui concerne les échantillons de Berre, l'origine du minéral serait donc plutôt à rechercher dans des secteurs occidentaux ou nord occidentaux, assez proches de cette région : peut être dans les zones à sillimanite que sont les vieux gneiss (prolongement des Pyrénées Orientales : Canigou par exemple ou Massif Central français)(*)

a.2. Autres minéraux :

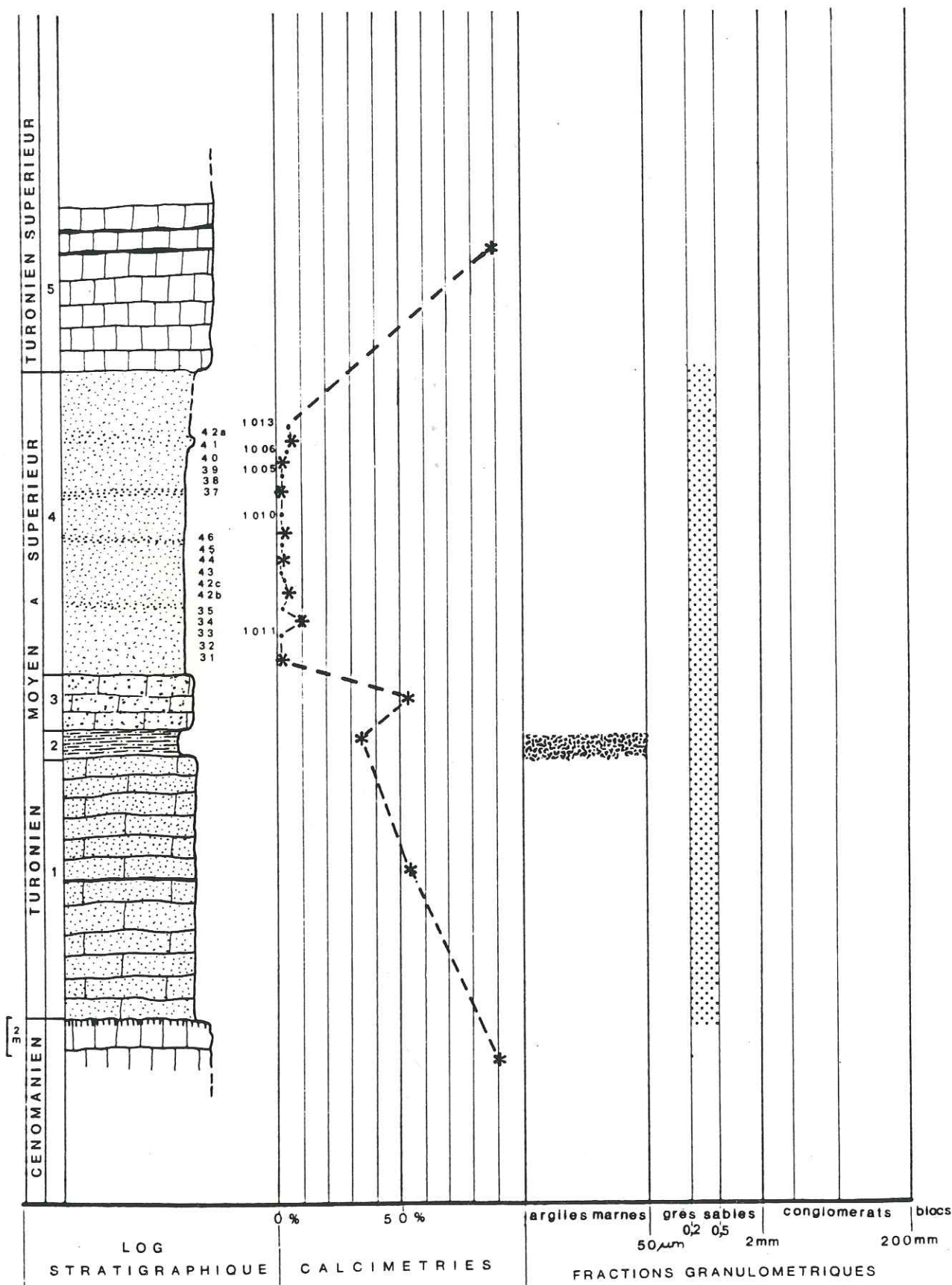
quartz (+++) petit arrondi à sub-anguleux parfois corrodé
feldspaths (++) orthose (10%)
plagioclases (+)
micas (+)
calcite de néogénèse (+)

a.3. Etude des zircons :

Les cristaux sont très arrondis et difficilement déterminables. La distribution des populations est relativement étalée, avec prédominance des types S et notamment S18 et S23 (S7, S13, S24 s'y ajoutent). Dans le diagramme (I.A. I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.Ā. I.Ȫ.) = (432, 596). Parmi les cristaux déterminables on reconnaît des espèces d'origines variées, mais ce sont les zircons d'origine calco-alcaline qui sont dominants.

(*) Selon Vatan (1956), ce minéral localisé dans les produits de démantèlements miocènes et postmiocènes du Massif Central et sa grande rareté dans les matériaux antérieurs, semblent indiquer que la masse des gneiss de ce massif ancien n'a été atteinte par l'érosion qu'au Burdigalien. Suivant ces considérations il semble donc que la sillimanite observée dans les sédiments du Crétacé Supérieur de Berre ne proviendrait pas du Massif Central.

MARTIGUES C.F.R.



IV.2 4.2.3.2. La Région de Martigues :

IV.2.4.2.3.2.1. La coupe de la Mède C.F.R. : la coupe est bien visible le long du chemin de clôture de la CFR à l'Est du village de la Mède. Plan directeur Martigues 5 X = 823,2 Y = 125,5. Au-dessus du Cénomanién supérieur calcaire (90% CaCO₃) à rudistes couronné par une surface durcie et corrodée on observe :

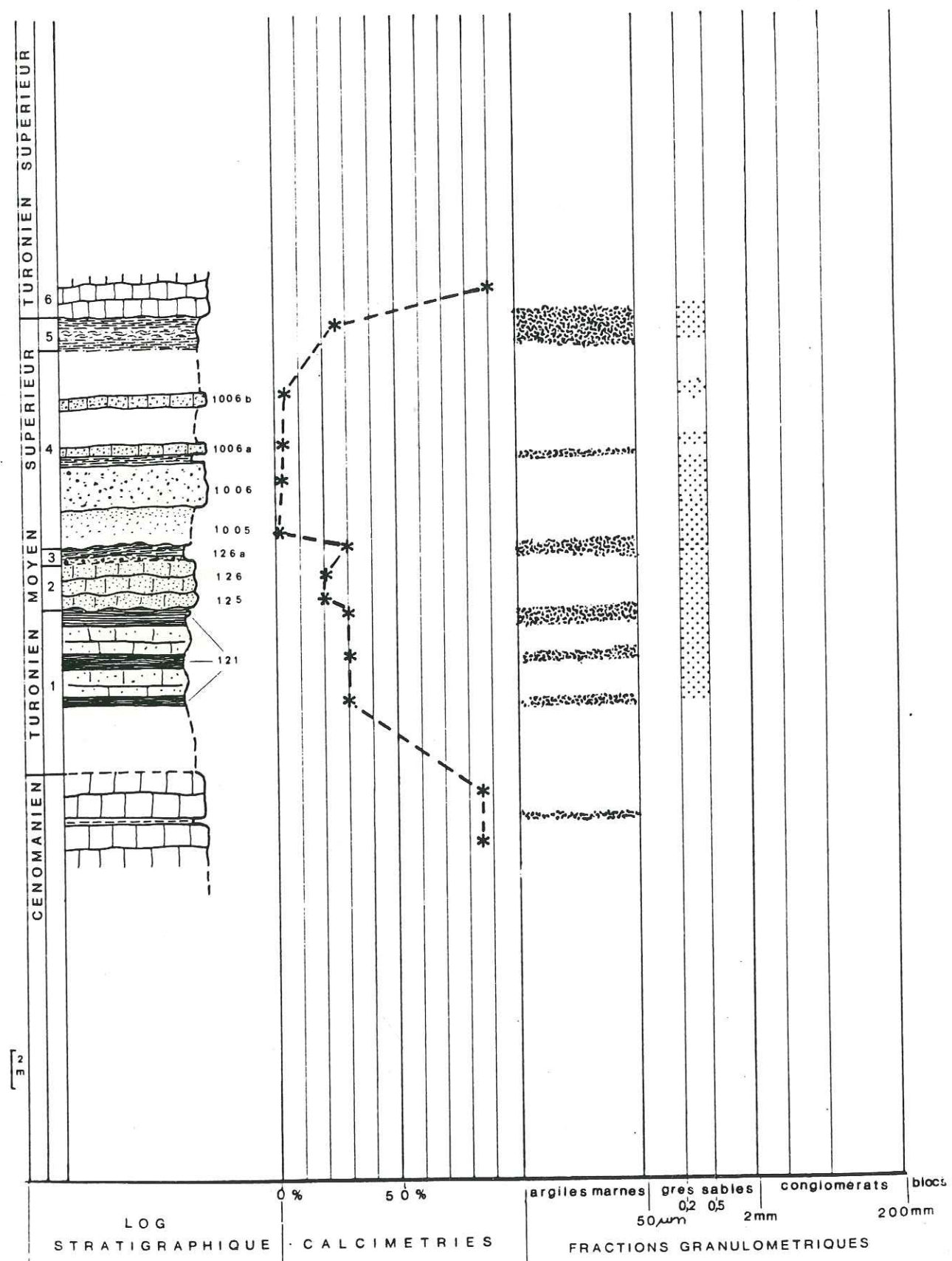
- 1) Grés roux à huitres (55% CaCO_3) avec intercalations de niveaux ferrugineux (15m)
- 2) Marnes ligniteuses (2m) (32% CaCO_3)
- 3) Sables et grés à huitres (5m) (55% CaCO_3)
- 4) Alternance de sables et grés roux avec nodules de fer et petits horizons argilo-ferrugineux (20m) (1 à 5% CaCO_3)
- 5) 200m à l'ouest de cette coupe, on peut voir surmontant la formation 4, une barre calcaire à rudistes (Barre de Bel Air) (90% CaCO_3)

IV.2.4.2.3.2.2. La coupe de la route départementale D5 au Sud de Martigues : plan directeur Martigues 5 X = 820 821 ; Y = 124 125. Le long de la D5 en direction du quartier de Ventrons au lieu dit du vallon des vaches, on observe une coupe équivalente à celle du secteur de la Mède CFR. Au dessus des calcaires à rudistes du Cénomanién supérieur ; de bas en haut on observe :

- 1) Argilites et marnes sableuses grises parfois ligniteuses (30% CaCO₃) à débris bioclastiques (20m)
- 2) Grés roux noduleux (2m) (20% CaCO₃)
- 3) Croute ferrugineuse peu épaisse (30% CaCO₃)
- 4) Alternance de sables et grés roux (30m) (1 à 3% CaCO₃)
- 5) marnes sableuses et marnes (2m) (25% CaCO₃)
- 6) Barre calcaire à rudistes (90% CaCO₃)

Les observations et résultats précédents montrent que la formation n° 4 connue sous le nom de "sables de Martigues" est la plus pauvre en carbonates ; on note conjointement l'absence de débris bioclastiques. Cette formation est datée de "l'Angoumien" (Philip 1970).

MARTIGUES D 5



IV.2. 4.2.3.2.3 Coupe du rivage de L'Etang de Berre : ("Coupe Vasseur") Plan directeur Martigues 5 X = 820 821 ; Y = 124 125. En bordure de l'Etang de Berre et d'Est en Ouest on observe :

1) sables bioclastiques roux (15% CaCO₃) (ostréidés, échinidés, rudistes)

2) grès calcaires (20% CaCO₃) (1m50) (ostréidés, échinidés, miliolidés)

3) alternance de calcaires bioclastiques (53% CaCO₃) et de joints marneux. On note dans cette formation, la présence de petits quartz anguleux et corrodés ; les bioclastes sont abondants : algues rouges (Mélobésiées), petits foraminifères benthiques (Textulaires), fragments remaniés de rudistes, gastéropodes et d'échinodermes (2,50m). Le ciment est sparitique.

Toutes les autres formations sont très carbonatées (70 97% CaCO₃)

4) calcaires bioclastiques (1,50m) à algues rouges (Mélobésiées), petits foraminifères benthiques (Textulaires) et échinodermes. Ciment micritique à microsparitique.

5) calcaires gréseux (4m) bleutés à débris d'ostréidés et d'échinidés.

6) calcaires gréseux bicolores (3,50m) à quartz hétérométriques anguleux et corrodés à éléments bioclastiques d'algues rouges (Mélobésiées), petits foraminifères benthiques (Textulaires), bryozoaires, débris de rudistes, gastéropodes et échinodermes (entroques). Le ciment est micritique à microsparitique.

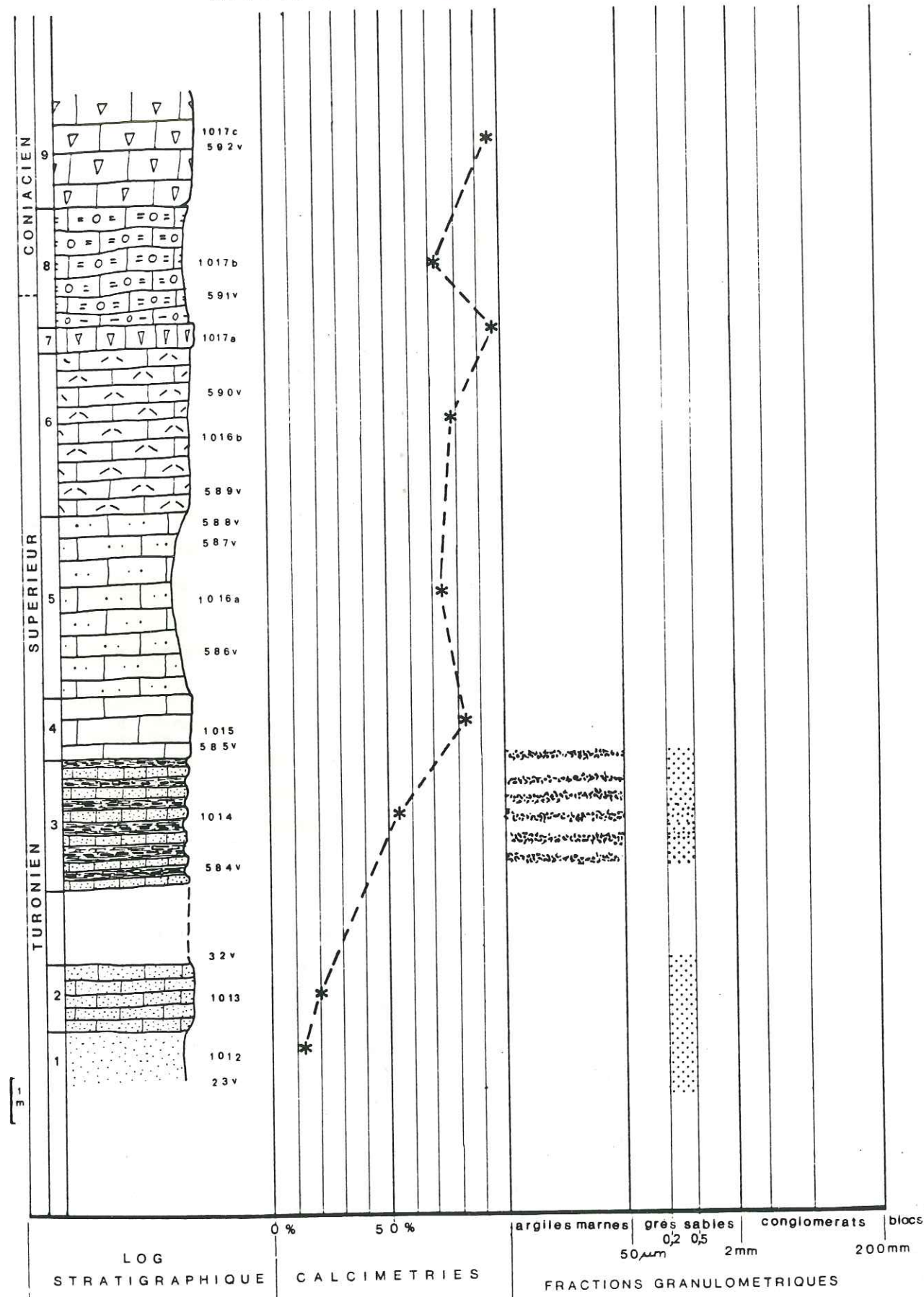
7) calcaires bioclastiques roux (0,50m) à fragments de rudistes

8) calcaires argileux noduleux (2,50m) avec encore quelques quartz hétérométriques arrondis anguleux et corrodés ; ils livrent des algues rouges (Mélobésiées) très abondantes, des bryozoaires et de échinodermes.

9) calcaires à rudistes.

Conclusions : Les observations montrent à la base de l'ensemble, un milieu plus profond recevant des débris variés de mélobésiées, échinodermes, bryozoaires. En montant dans la série, la proximité des constructions à rudistes se manifeste fortement par l'abondance de gros fragments de Radiolitiidés. A l'heure actuelle, la coupe de l'Etang de Berre telle qu'elle avait

MARTIGUES VASSEUR



été décrite par G. Vasseur (1894) est oblitérée à sa base (depuis le Cénomanién partie inférieure jusqu'au Turonién) par les constructions de la C.F.R. Les formations détritiques restant visibles correspondent approximativement à l'ensemble des bancs 23 à 32 de Vasseur, leur âge est Turonién supérieur ; la limite avec le Coniacien serait située entre les bancs 8 et 9 mais nous n'avons pas ici l'équivalent proprement dit des sables de Martigues (CFR ou D5) très pauvres en CaCO₃.

A - Granulométrie des sables. (fig. 81, 92, 93)

A1. Les échantillons choisis sont représentatifs de l'unité 4 de la coupe de la CFR : il s'agit de l'alternance de sables et de grès roux. La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable moyen ; bien classé, histogramme de fréquence très aigus. L'étalement dimensionnel est moyen ; particules de taille peu différente. Les valeurs du facteur hydrodynamique positif indiquent un sable bien entraîné par l'agent de transport. Bon triage. Asymétrie très négative : les particules fines sont abondantes. Ecart type assez élevé : courbe complexe avec partie linéaire qui correspond à un reliquat de particules grossières ; partie fine qui se classe (tendance à l'envasement)

A2. Les analyses concernent les calcaires gréseux bioclastiques de la formation 2 de la coupe Vasseur. Il s'agit de sables grossiers, mal classés ; les histogrammes sont peu aigus. L'étalement dimensionnel est fort : les particules ont des tailles différentes. Le sédiment est difficilement mis en mouvement par l'agent de transport (facteur hydrodynamique négatif). Mauvais triage : (basse à moyenne énergie, courants très faibles) Asymétrie négative : présence de particules fines (envasement). L'écart type est moyen : les courbes cumulatives complexes montrent une partie linéaire qui correspond à un reliquat de particules grossières et une partie sigmoïde correspondant aux particules plus fines qui se classent.

B - Granulométrie des grès. (fig. 100)

Les analyses concernent les calcaires gréseux bioclastiques des formations 3, 5 et 6 de la Coupe Vasseur. Les résultats montrent des histogrammes regroupés entre 0 et 600 µm. Les modes sont situés entre 100 et 200 µm (200 et 300 µm pour l'éch. 293). Les valeurs de la médiane :

éch. 1016 : Q2 = 236 ; 2ch. 2015 : Q2 = 185 ; éch. 1014 : Q2 = 293 indiquent un sédiment fin. Celles de l'écart type : éch. 1016 : $\sigma = 10,27$; éch. 1015 : $\sigma = 12,38$; éch. 1014 : $\sigma = 9,56$ relativement élevées montrent un type de sédiment réparti dans un nombre moyen de classes granulométriques (tendance homogène).

C - Etude des quartz.

Les observations portent sur les cristaux appartenant à la formation n°4 essentiellement sablo-gréseuse de la coupe de la C.F.R.

a) Morphoscopie : Les quartz N.U.L.E. dominent les cortèges ; les N.U.N.E. sont présents.

b) Morphométrie - Exoscopie (planche Q11 : photo 3, 4, 5) : les quartz observés portent les traces d'épisodes éoliens anciens (croissants de choc) ; les figures de néogénèse sont rares et limitées aux faces planes des grains (épisode deltaïque possible) ; les traces de choc généralement exploitées par la dissolution dont les figures sont abondantes témoignent de la reprise marine des grains. Les petits dépôts siliceux indiquent un épisode final pédogénétique.

Remarque : les quartz du secteur de Martigues - La Nerthe Nord portent la marque d'influences marines caractéristiques.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 113, 114)

D1. Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : Les analyses concernent essentiellement la formation grés-sableuse n° 4 de la coupe de la CFR. L'éventail minéralogique montre la prédominance de l'illite et de la kaolinite (globalement l'illite est un peu plus abondante). Les smectites sont cependant assez bien représentées ; les minéraux interstratifiés de type 10.14S. et 14C.14S. sont présents.

D2. Analyses minéralogiques de la fraction argileuse de la coupe Vasseur

a) les formations détritiques 1 et 2 sont caractérisées par l'abondance de l'illite : la kaolinite et les smectites sont également bien représentées.

b) les formations calcaires sus-jacentes sont entièrement smectitiques.

2) Analyses chimiques :

a) analyses élémentaires semi-quantitatives : ces analyses ponctuelles effectuées à la microanalyse, ont porté sur les formations carbonatées très riches en smectites.

Echantillon :			Site : VASSEUR		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
58,5	20,6	15,9	1,8	0,7	2,3

Les résultats montrent que les minéraux argileux riches en aluminium et en fer appartiennent à la famille des smectites alumineuses.

3) Observations au M.E.T. : Celles-ci effectuées dans les formations carbonatées riches en smectites montrent que les minéraux argileux se présentent sous la forme de petites particules à l'aspect diffus et floconneux.

E - Minéralogie. (fig. 129, 138, 139, 140 planche Z1 photo f, g, h, i, j, k, l)

Dans la région de Martigues la Mède (CFR, D5) les formations détritiques (sables et grès roux n°4) ont fourni l'association minéralogique suivante :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds

andalousite

sillimanite (+)

disthène (+)

staurotide (++) et staurotide cannelée (++)

zircon (+++)

tourmalines brune et bleue (+++)

grenat (+)

rutile, brookite (++)

corindon (+)

minéraux opaques (++) : oxydes de fer (++)

Remarques : 1) en bordure de l'Etang de Berre, les formations de base de la coupe Vasseur ont fourni un cortège minéralogique dans lequel s'ajoutent aux minéraux précédents les amphiboles (glaucophane, hornblende, verte) et les épidotes vertes, dont nous rapporterons l'origine au domaine des Alpes internes pour les raisons exposées antérieurement (dépôt de la mer Miocène).

2) Dans les échantillons étudiés nous n'avons rencontré qu'une seule fois de l'andalousite ; cependant il nous paraissait important de donner quelques indications au sujet de sa présence puisque divers auteurs signalent ce minéral dans cette région soit au Turonien (Muschotti 1971) soit au Bégudien et à l'Oligocène (Roux et al 1964). L'andalousite exceptionnelle dans les dépôts étudiés du Crétacé supérieur est signalée dans certains micaschistes et quartzites des Maures : Sauvette, mouton, Canadel (Seyler 1975) et dans certaines pegmatites ou leucogranites de la région de St Tropez et du Plan de la Tour (granite submarolitique). Faut-il chercher là son origine ? Cette hypothèse est peu satisfaisante puisque la région de Berre se trouve dans le secteur le plus occidental de notre étude alors que les Maures se situent dans un domaine bien plus oriental. Ce minéral souvent associé aux granites (granites alumineux, leucogranite) pourrait dans ce cas provenir du golfe du Lion où certains sondages "off shore" ont révélé la présence de granites (Total 1979) ; on aurait donc là, une source d'apport possible de l'andalousite puisque selon les auteurs précités, ce sont dans les secteurs les plus occidentaux de la Provence (Martigues, Marseille) qu'elle est la plus abondante au Bégudien et à l'Oligocène. Etant donné la proximité de la coupe Vasseur avec la bordure de l'Etang de Berre, on ne peut donc exclure une éventuelle "pollution" à partir des dépôts du Bégudien soit par les courants côtiers, activités par le fort Mistral qui balaie périodiquement cette région soit par les fragments éoliens eux-mêmes. L'absence de l'andalousite dans les formations septentrionales de St-Chamas relativement éloignées du Bégudien de Martigues viendrait étayer cette hypothèse.

En résumé il nous semble important d'exclure des cortèges minéralogiques précités les minéraux réputés appartenir au domaine alpin :

(Glaucophane, Hornblende verte, Epidotes) ainsi que l'andalousite qui caractérise les dépôts du Bégudien

3) Le cortège minéralogique montre également en abondance une espèce minérale que nous n'avons pas rencontrée jusqu'alors ; il s'agit de la sillimanite relativement peu abondante dans les sédiments, celle-ci provient généralement des gneiss des massifs anciens où il faut donc rechercher son origine. (cf. Lavéra).

4) On note enfin la présence de la staurotide et notamment de l'espèce cannelée ou vermiculée rencontrée dans les micaschistes des massifs anciens. Selon Vatan (1956) la staurotide cannelée est surtout abondante dans les matériaux provenant du Massif Central où cet auteur préconise donc de rechercher l'origine. (pour ce qui est des terres émergées actuellement)

Les assemblages minéralogiques ainsi constitués pourraient avoir une origine dans un domaine métamorphique de type catazonal

a.2 Autres minéraux :

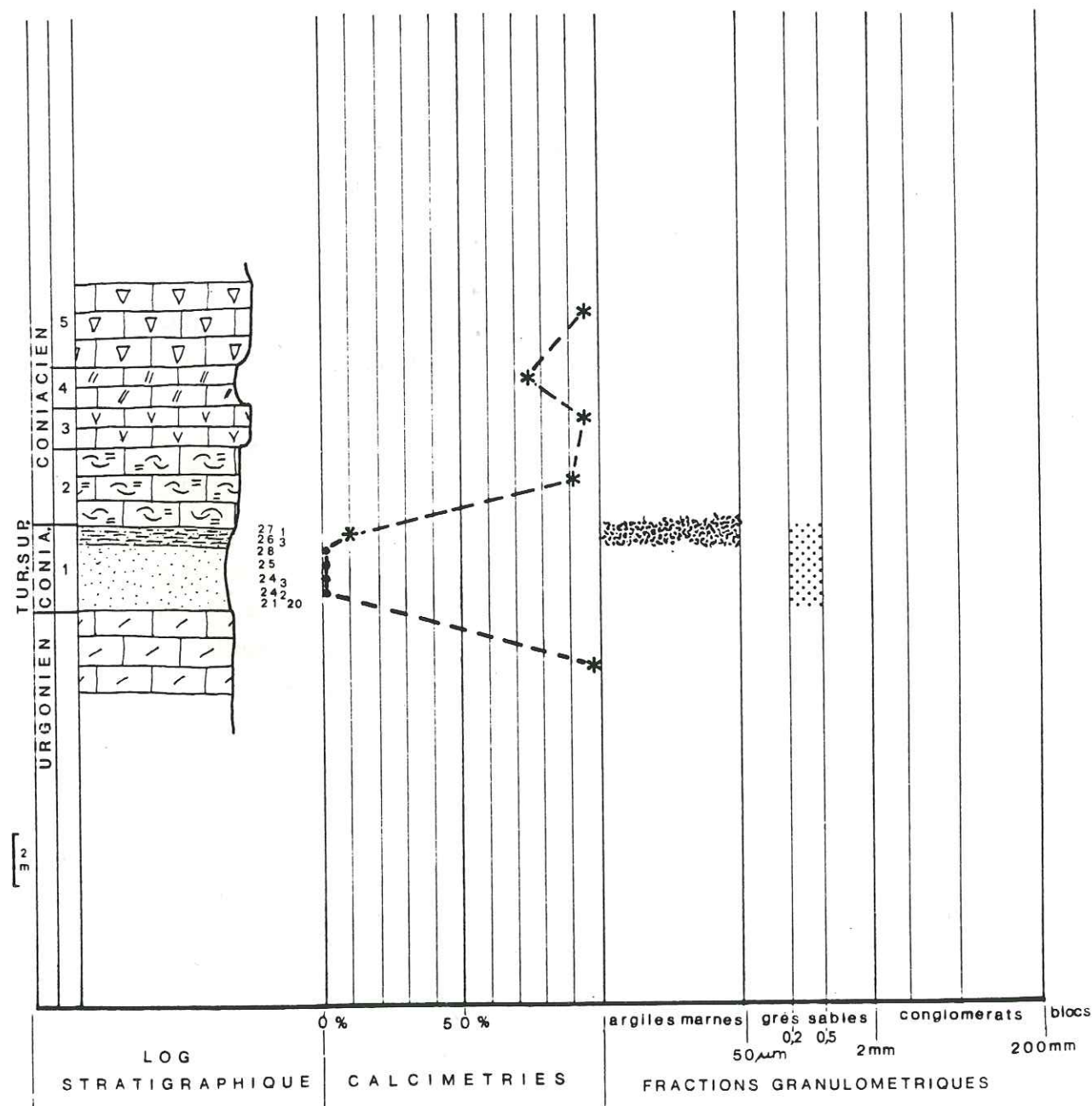
micas (+), biotite, muscovite, chlorite, chloritoïde
quartz (+++) petits, peu anguleux ou arrondis, corrodés
feldspaths potassiques (+)

a.3. Etude des zircons : Les cortèges relatifs aux secteurs de la CFR et de la D5 sont très comparables. Les aires de répartition des populations de zircons se ressemblent ; les distributions sont assez larges avec prédominance des types S (types U plus rares). Ce sont essentiellement les types S18, S19, S24, S25 qui caractérisent l'ensemble. Dans les diagrammes (I.A. I.T.) les points moyens ont les coordonnées suivantes ; C.F.R éch. 44 : (I.A, I.T)=(442, 574) ; C.F.R. éch. 1010 : (I.A, I.T)=(429, 555) ; D5 éch. 1006 : (I.A, I.T)=(455, 566) . Les observations ont montré de beaux cristaux dont l'origine est à rapporter à des roches calco-alcalines. On remarque cependant quelques individus d'origine métamorphique.

IV.2. 4.2.4. Le flanc Sud du chaînon de la Fare : Coupes de St Chamas.

Une succession de coupes depuis le secteur de St Chamas - La Pointe à l'Ouest jusqu'à Ste Colombe à l'Est permet de bien voir la formation dite des "Sables du Verdon" qui constitue un affleurement lenticulaire au Nord du rivage de l'Etang de Berre.

ST CHAMAS LA POINTE



IV.2.4.2.4.1. Coupe de la pointe : Elle se situe environ 3 km au Sud-Est de St Chamas le long de la D10. Plan directeur Martigues 1 X = 820 821 Y = 140. Au-dessus du Bédoulien à faciès urgonien on observe de bas en haut : 1. sables ocreux (3m) (1 à 2% CaCO₃) azoïque, très riches en petits quartz arrondis et anguleux surmontés de sables quartzeux plus argileux jaunes, à débris de lamellibranches et foraminifères benthiques (Milioles) dont le ciment est micritique à microsparitique.

2. Calcaires bioclastiques en plaquettes (3m) avec débris bioclastiques de rudistes et d'échinodermes

3. calcaires à rudistes (1,50m)

4. calcaires à entroques (1,50m)

5. calcaires à rudistes et micrites à foraminifères benthiques (Milioles)

La formation 1 sableuse est d'âge Turonien. Les formations 2, 3, 4, 5 constituent l'ensemble des calcaires du Coniacien (90 à 95% CaCO₃)

IV.2.4.2.4.2. Coupe de l'usine hydro-électrique : Plan directeur Martigues 1 X = 822 ; 924,5 Y = 140,6 ; 141,2. Au dessus du mur urgonien, de bas en haut on observe :

1. par place entre l'Urgonien et les sables, présence d'un banc de calcaire gréseux (25% CaCO₃) à algues rouges et foraminifères (0,50m) planctoniques (Hedbergella cf. murphyi) (Tronchetti 1981)

2. sables blancs (1,5m) azoïque (1 à 2% CaCO₃) et intercalations de lentilles de grès siliceux

3. horizon d'argilite (0,50m)

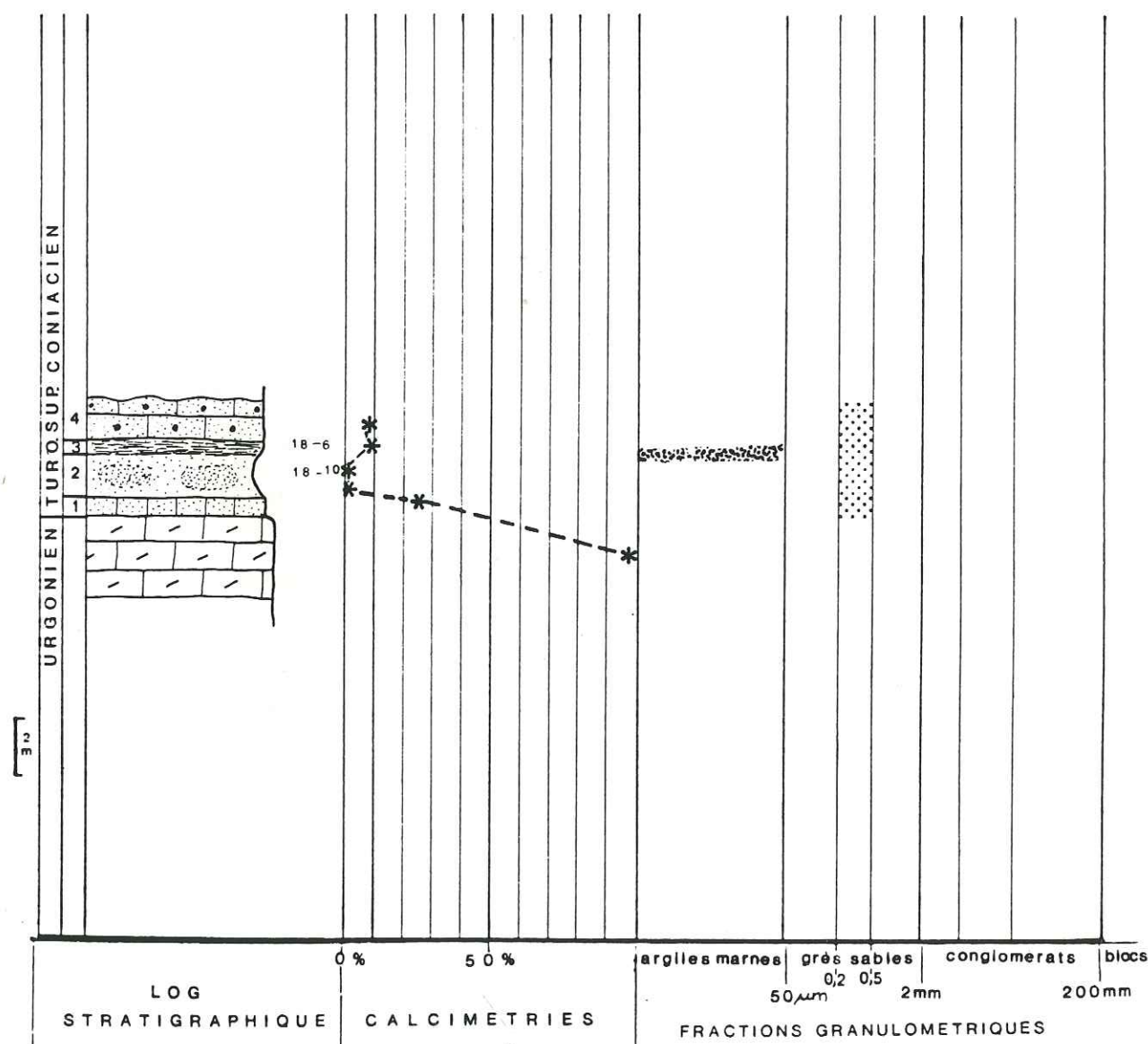
4. grès à nodules ferrugineux

Dans tout cet ensemble les quartz sont très abondants, petits, arrondis et anguleux.

IV.2.4.2.4.3. Coupes du Vallon du Verdon : Plan directeur Martigues 1 - 2 X = 822 ; 822,5 Y = 140 ; 147. Au-dessus du Bédoulien à faciès urgonien, souvent taraudé et encroûté, on observe de bas en haut :

1. formation sableuse blanche (1 à 2% CaCO₃) et lentilles gréseuses azoïque. On observe également, par place dans la formation, la présence de lentilles gréseuses et bioclastiques dont la composition minéralogique et bioclastique est identique à celle de la formation 2.

ST CHAMAS USINE



2. grès roux à petits quartz anguleux, feldspaths, micas, glauconie et lentilles gréseuses à débris bioclastiques : algues rouges (Peyronelliacées, Corallinacées), foraminifères benthiques (Miliolites Vidalina hispanica) agglutinants (Cunéoline, Dictyopselle), gros débris de rudistes (Radiolitidés, Vaccinités), échinodermes et lamellibranches. Le ciment est micritique.

3. argilites sableuses, calcaires argileux et marnes à nodules calcaires (4-5m). La base de cet ensemble est souvent ondulée

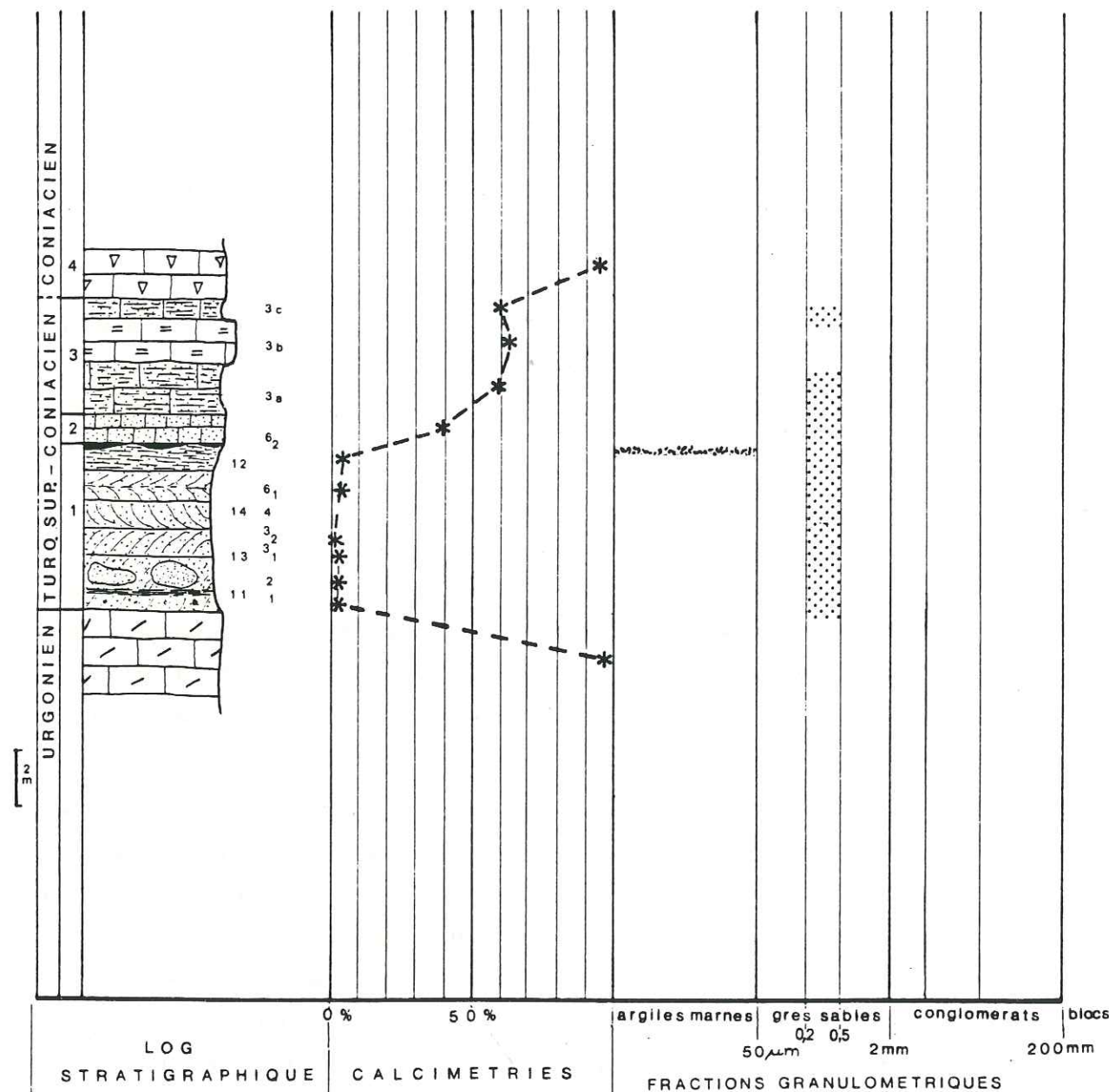
4. au sommet, des niveaux à hippurites

Plus à l'est dans le secteur de Mercurotte, on observe pratiquement les mêmes formations ; on notera cependant la grande importance des lentilles gréseuses dans la formation sableuse azoïque. Il s'agit dans ce cas d'un grès à tendance quartzique ; de nombreux grains sont jointifs mais non engrénés. Les quartz à contours anguleux à subanguleux montrent des auréoles partielles d'accroissement.

IV.2.4.2.4.4. L'affleurement des sables de St Chamas : se termine à l'Est au lieu dit Ste Colombe. Dans ce secteur, les sables qui reposent toujours sur un mur de calcaire urgonien (1m) d'âge Bédoulien (J.J. Blanc et J.P. Masse 1965) sont surmontés de grès roux à débris et niveaux à hippurites (Coniacien).

L'âge des formations des "Sables de St Chamas", qui ne contiennent que de très rares débris organiques sans valeur stratigraphique, a été souvent controversé. En fait ces sables sont sous jacents à des niveaux à Vaccinités gigantes du Coniacien (Philip 1970) et ils reposent dans le secteur de l'usine hydroélectrique sur des calcaires gréseux renfermant une association de foraminifères (Tronchetti 1981) ne permettant pas une attribution stratigraphique précise : Turonien moyen supérieur à Sénonien inférieur.

ST CHAMAS VERDON



A - Granulométrie des sables. (fig. 82, 94)

Les échantillons choisis correspondent à la formation sableuse blanche, dite des sables du Verdon. La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable fin. L'étalement dimensionnel est moyen à fort : présence de particules de taille différente. Les sables sont très bien classés à extrêmement bien classés. Les histogrammes de fréquence évoluent dans le même sens : aigus à très aigus. Les sédiments sont facilement mobilisés par les agents de transport. Le triage est très bon à extrêmement bon. Les courbes sont symétriques (bonne répartition des particules) ou parfois avec asymétrie négative (particules fines abondantes). Les écarts type ont des valeurs moyennes à élevées. Les courbes cumulatives sont de type complexe dans le cas des sables blancs (échantillons 13 et 14) et de type sigmoïde dans le cas des sables jaunes inférieurs et supérieurs (éch. 11 et 12). Dans l'ensemble la tendance du sédiment est à l'envasement (fond de golfe).

B - Granulométrie des grès. (fig. 101)

Les analyses ont été faites sur les lentilles gréseuses de la formation 2 de la coupe de l'usine hydroélectrique (éch. 183) de St Chamas et celles de la formation 1 du Verdon-Mercurotte (éch. 624)

* Secteur du Verdon-Mercurotte : Histogramme de fréquence étalé en majeure partie entre 0 et 700 μm (5% entre 1100 et 1200 μm). Mode compris entre 100 et 400 μm , il concerne la plus grande partie du sédiment (68%) Médiane : $Q_2 = 300 \mu\text{m}$ indiquant un sédiment fin à moyen. Ecart type : $\sigma = 8,63$ caractéristique d'une répartition moyenne.

* Secteur de l'usine hydroélectrique de St Chamas : Histogramme de fréquence étalé en grande partie entre 100 et 800 μm (faible partie grossière entre 1000 et 1500 $\mu\text{m} = 13\%$). Mode entre 300 et 400 μm . Médiane ($Q_2 = 405 \mu\text{m}$) caractérisant un sédiment dont les particules sont en majorité de taille moyenne. Ecart type $\sigma = 6,99$ significatif d'un sédiment hétérogène.

Conclusion : Les résultats sont comparables : il s'agit d'un sédiment dont les particules de taille moyenne sont réparties dans de nombreuses classes granulométriques.

C - Etude des quartz.

Les quartz observés concernent la formation dite des "sables du Verdon" au nord du rivage de l'Etang de Berre.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 95% ; N.U.N.E. 3% ; E.L. 1% ; R.M. 1%

b) Morphométrie -Exoscopie : (planche Q12 : photo 1 à 4) Après un épisode éolien ancien (croissants et V choc) un épisode marin est mis en évidence : infratidal de basse énergie (nombreux réseaux anastomosés), puis de haute énergie (dissolution orientée sur les sommets des grains). Les surfaces des grains très propres, aux sommets bien polis caractéristiques de milieux infratidaux marquent le dernier stade avant une action pédogénétique vraisemblablement actuelle.

Remarque : Après les traces importantes d'éolisation ancienne, ce sont les figures de type marin infratidal qui caractérisent les quartz des sables de St Chamas.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 118, 119, 120)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) Dans le secteur de la Pointe seule la formation n°1 a fait l'objet d'une étude diffractométrique. L'assemblage minéralogique est le suivant : kaolinite abondante, smectites assez bien représentées, illite et interstratifiées rares. Le sommet de la formation est marqué par la prédominance des smectites sur la kaolinite.

b) Dans le secteur de l'usine hydroélectrique les formations détritiques 2 et 3 ont été analysées ; elles montrent la prédominance de la kaolinite avec un peu de smectites et d'illite (sables blancs).

c) Les échantillons sableux (formation n°1) des vallons du Verdon, de Mercurotte et de Ste Colombe sont marqués par la prédominance de la kaolinite ; les smectites sont bien représentées ; l'illite est assez rare. Les poches d'argilites bariolées rencontrées au sommet de cette formation s'enrichissent en illite et smectites.

En définitive la formation des sables de St Chamas est caractérisée par l'abondance de la kaolinite ; les smectites, l'illite complètent l'assemblage minéralogique.

2) Observation au M.E.T. :

a) Celles-ci ont porté sur les formations sableuses très riches en kaolinite ; les photographies (cliché E. Muschotti) montrent de petites plaquettes hexagonales à contours bien nets. (planche N°3, photo 5)

b) Dans les formations argiliques plus riches en smectites on note la présence de particules assez petites à contours diffus. (planche N°8 photo 2)

E - Minéralogie. (planche Z1 photo f, g, h, i, j, l)

La formation des "sables du Verdon" ou de St Chamas a fourni le cortège minéralogique suivant :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

sillimanite (++)

disthène (++) très usé

staurotide (++) et staurotide cannelée

zircon (+++) rond usé

tourmalines brune et bleue (+++)

grenat (+)

rutile (+)

monazite (+)

corindon (+)

opaques : limonite, magnétite (+) pyrite

Remarque : Dans un échantillon de St-Chamas au Sud Ouest de l'usine hydroélectrique nous avons trouvé certains minéraux du cortège Alpin : glaucophane, épidote verte, classiquement repris des dépôts de la mer miocène.

a.2. Autres minéraux :

quartz (+++) arrondis pour les plus gros anguleux pour les plus fins, souvent corrodés

feldspaths (++) orthose (10 à 20%) en partie éclatée

plagioclases (+) 5%

micas (+) muscovite, biotite

calcite secondaire (+)

Remarque : les formations des "sables de St Chamas" et de Martigues se ressemblent ; elles sont caractérisées plus particulièrement par la sillimanite et la staurotide (variété cannelée). (cf. minéralogie)

a.3. Etude des zircons : les cristaux sont souvent arrondis, usés difficilement déterminables. Les populations observées se regroupent dans une distribution où prédominent les types S (quelques rares types U) dont les meilleurs représentants sont les types S24 et S18. Dans les diagrammes (I.A. I.T.) le point moyen a pour coordonnées les valeurs suivantes : (I.A. I.T.) = (436 609). L'origine des cristaux paraît franchement calco-alcaline.

Remarques sur les niveaux sableux d'âge Turonien moyen.

A la suite des analyses biostratigraphiques et sédimentologiques il apparaît que les niveaux sableux des coupes du synclinal du Beausset (Pas de la Colle) de la Nerthe et de Berre (Erevine, C.F.R.) se situent dans la même fourchette stratigraphique, Turonien moyen, et que d'autre part le cortège minéralogique de ces sables indique une origine méridionale. On peut donc envisager au Turonien moyen, que de grands épandages détritiques ayant une telle origine auraient recouvert une grande partie de la Provence. En ce qui concerne les sables de la région de St Chamas dont l'âge est moins précis (Turonien à Coniacien), des mesures de directions effectuées dans la formation sableuse montrent que les axes des corps sédimentaires chenalisés sont N.E.S.O. ; les stratifications obliques qui leur sont associées indiquent une polarité de l'hydrodynamisme du N.E. vers le S.O. et de l'E.N.E. vers l'O.S.O. Dans l'état actuel de nos connaissances sur cet ensemble sédimentaire et au vu de ces seules observations et analyses il serait hasardeux de penser que ces directions sont en relation directe avec le sens général des apports du matériel détritique au Turonien. En effet celles-ci pourraient correspondre à l'action de facteurs hydrodynamiques locaux lors de la transgression de la mer au Turonien supérieur et au Coniacien.

IV.3. LE SENONIEN.

Au Coniacien et au Santonien, on retrouve la dualité paléogéographique déjà observée au Cénomaniens c'est-à-dire un bassin au Sud et une plate-forme carbonatée au Nord.

Au cours du Santonien supérieur, la distinction entre ces deux domaines s'atténue peu à peu ; le domaine de bassin se comble, des horizons à rudistes peuvent subsister. Cette évolution s'achève par une généralisation des faciès laguno-saumâtres précédant l'émersion générale à la fin du Santonien.

IV.3.1. Domaine de bassin.

IV.3.1 .1. La région de la Folie. La Nerthe : (mêmes coordonnées que pour le Cénomaniens).

Le Santonien est bien représenté au Nord-Est du hameau de la Folie. Au dessus de l'Albo-Cénomaniens et en contact très irrégulier on observe :

1) des calcaires gréseux roux (1,20m) ($\text{CaCO}_3 > 90\%$) à entroques, ostréidés et foraminifères benthiques (*Lacazina compressa*). On note la présence de quartz grossiers et arrondis ; la texture est de type grainstone-packstone.

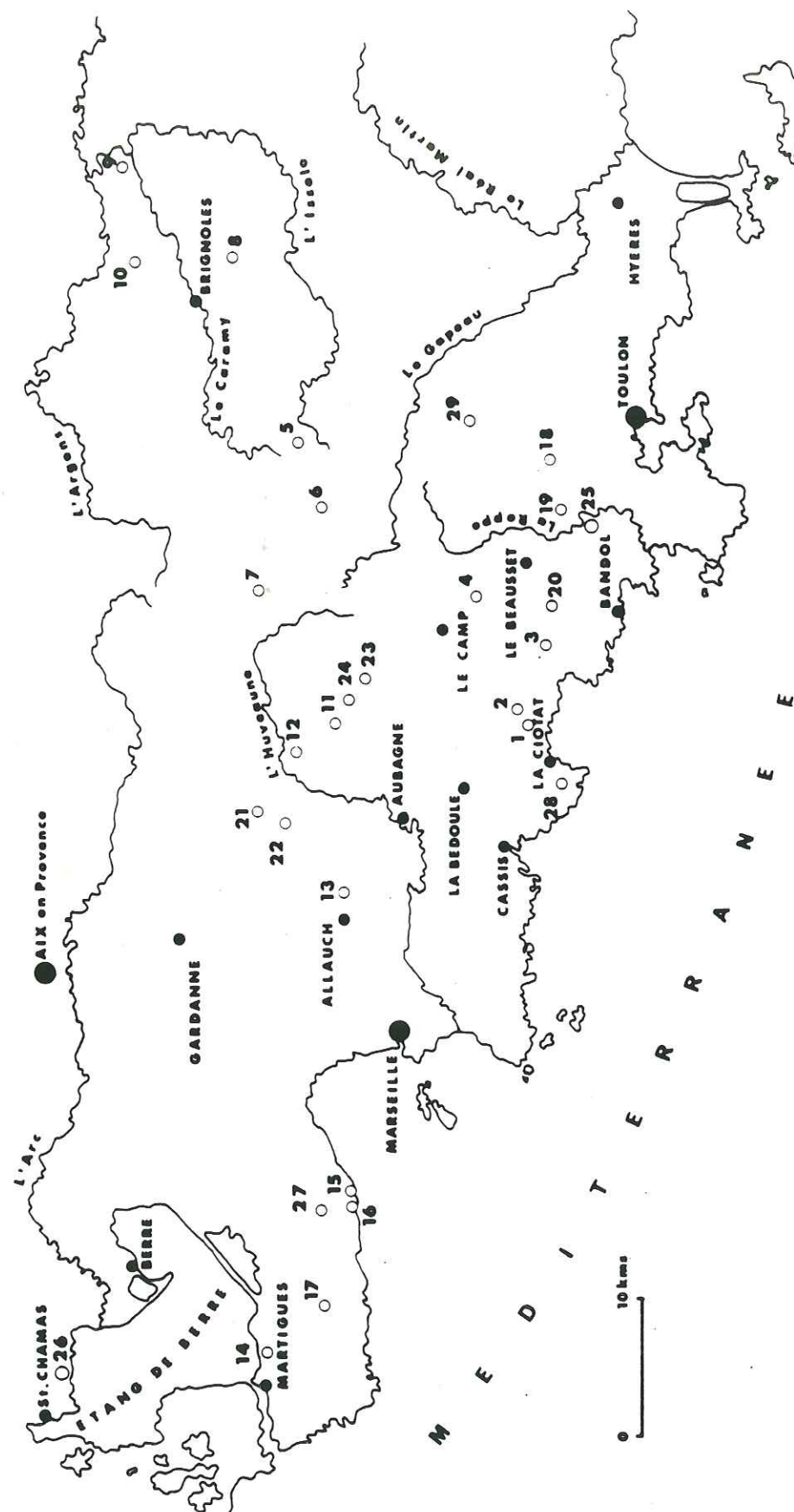
2) marnes sableuses (0,50m) (51% CaCO_3) riches en quartz assez gros et arrondis.

3) calcaires gréseux roux à entroques (20m) (94 à 97% CaCO_3) : à la partie inférieure on note la présence de lits à *Lacazina compressa* et nombreux autres foraminifères benthiques, débris de madréporaires, bryozoaires et algues rouges (*Mélobésiées*). La texture est de type grainstone packstone. La découverte de *Lacazina compressa* confirme un âge Santonien supérieur pour ces formations. Il y aurait donc une lacune stratigraphique entre l'Albo-Cénomaniens et le Santonien supérieur à moins que le contact entre les deux unités ne soit un contact tectonique.

A - Granulométrie des sables. (fig. 155, 157)

Les analyses concernent les marnes sableuses de la formation 2.

1 Ceyreste	9 Carcès	17 La Folie	25 Val d'Aren - Jaume
2 Begur	10 Le Val	18 Mont Caumes	26 St Chamas
3 St-Cyr	11 Daurague-St-Baum	19 Le Breusson - Les Gours	27 Puits St Antoine
4 Le Camp - Le Beausset	12 Daurague - Lare	20 Le Moutin	28 Ors de St Croix
5 Mazaugues	13 Centepdrin-Allauch	21 Brangul Butelle	29 Rabot
6 Mazaugues Ouest	14 Le Mado - Martigues	22 La Pemme	
7 Nans - Le Ceuren	15 Méjean	23 Le Braque - Bortagne	
8 Camps	16 Los Figuières	24 St-Baum - Bortagne	



Position géographique des coupes effectuées dans le Sénonien inférieur de Provence.

Il s'agit d'un sable fin, bien classé, bien trié, histogramme peu aigu. L'étalement dimensionnel est faible : les particules sont de même taille. Le sédiment est difficilement entraîné par l'agent de transport (FH négatif). Asymétrie à peine négative. L'écart type est moyen. Les courbes sont de type sigmoïde. Ces résultats sont identiques à ceux du Cénomaniens.

B - Etude des quartz.

Les observations concernent la formation n°2 marno-sableuse de la coupe.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 90% ; N.U.N.E. 8,3% ; E.L. 0,7% ; R.M. 1,0%

b) Morphométrie - Endoscopie : Les quartz du Santonien sont essentiellement de type granitique (40%) et métamorphique (60%) (xénomorphe). On note l'absence de quartz rhyolitiques.

c) Exoscopie : Anciennes traces d'actions éoliennes exploitées par la dissolution marine.

C - Minéralogie des argiles. (fig. 179)

Les formations sableuses et grés-sableuses du Santonien de ce secteur montrent la prédominance des smectites ; l'illite est assez abondante ; la kaolinite et les interstratifiés 10.14S. sont rares ou absents.

D - Minéralogie. (fig. 199)

Dans le secteur de la Folie les marnes sableuses de la formation 2 ont fourni le cortège minéralogique suivant :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

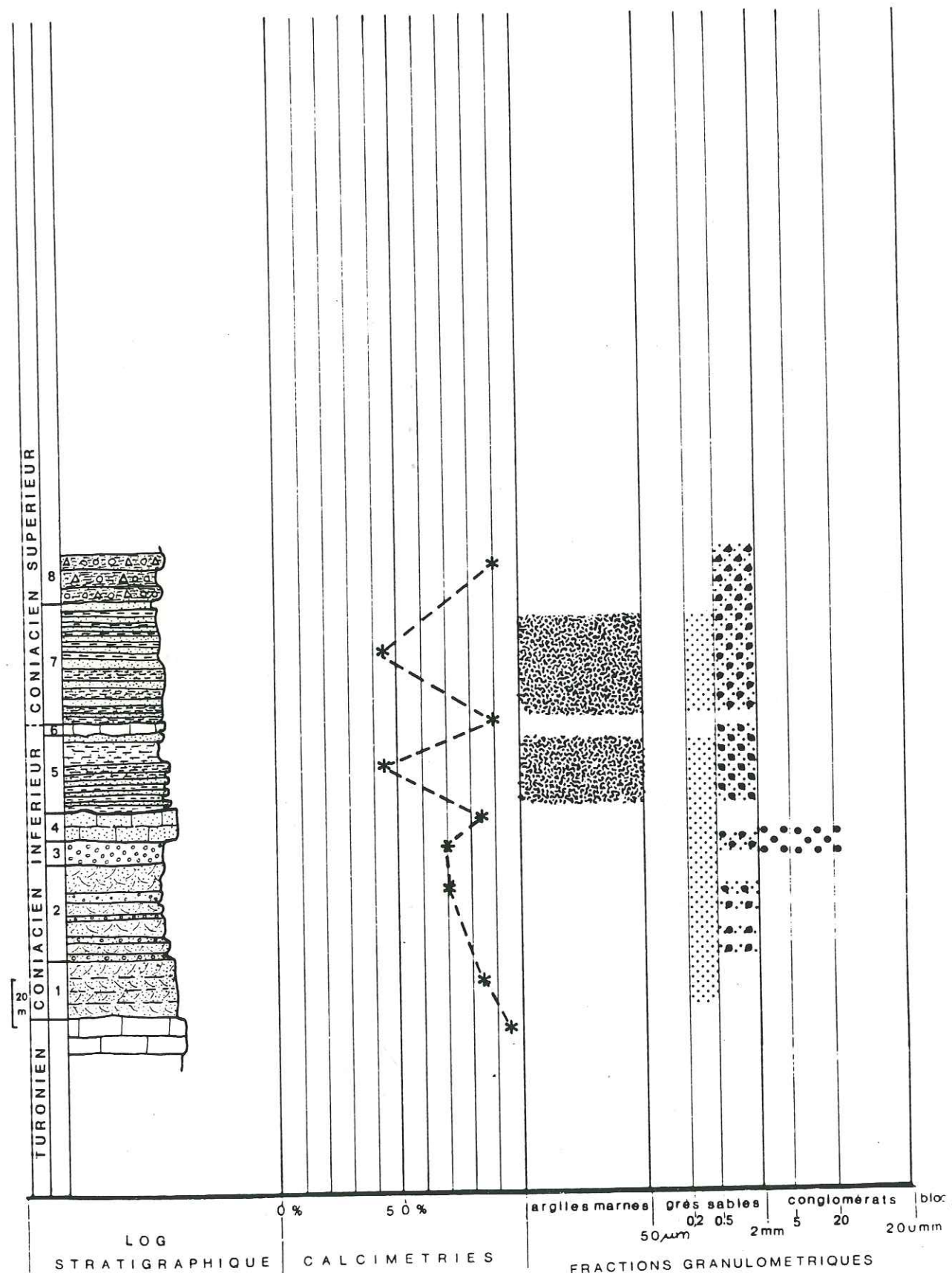
disthène (+) usé
staurotide (++)
tourmalines brune et bleue (++)
grenat (+)
minéraux opaques : Limonite (++)

L'assemblage minéralogique lourd atteste un origine métamorphique de type mésozonal.

a.2. Autres minéraux :

quartz anguleux à subarrondis(++)

SAINTE CROIX



calcite secondaire (+)

chlorite (+)

IV.3. 1.2. La région de la Ciotat-Les Lecques.

IV.3. 1.2.1. La formation des "Grès de Ste Croix" appartient à la partie supérieure de la série des grès de Canaille et du Soubeyran. Une coupe est bien visible, auprès du sémaphore de la Ciotat, le long de la route des Crêtes qui relie la Ciotat à Cassis. Plan directeur La Ciotat 2 X = 861 - 864 ; Y = 102 - 105. Au dessus de la barre calcaire du "Pont Naturel" on observe :

- 1) grès grossiers lités (25m) à stratifications obliques
- 2) grès roux à débris grossier et glauconieux, avec plusieurs niveaux de micro-poudingues, (40m) on note la présence de rides et de stratifications obliques.
- 3) poudingue à gros éléments de mêmes faciès que les poudingues de la Ciotat (10m)
- 4) grès grossiers ferrugineux (15m)

Ces quatre formations présentent des pourcentages de CaCO₃ assez élevés (70 à 85%)

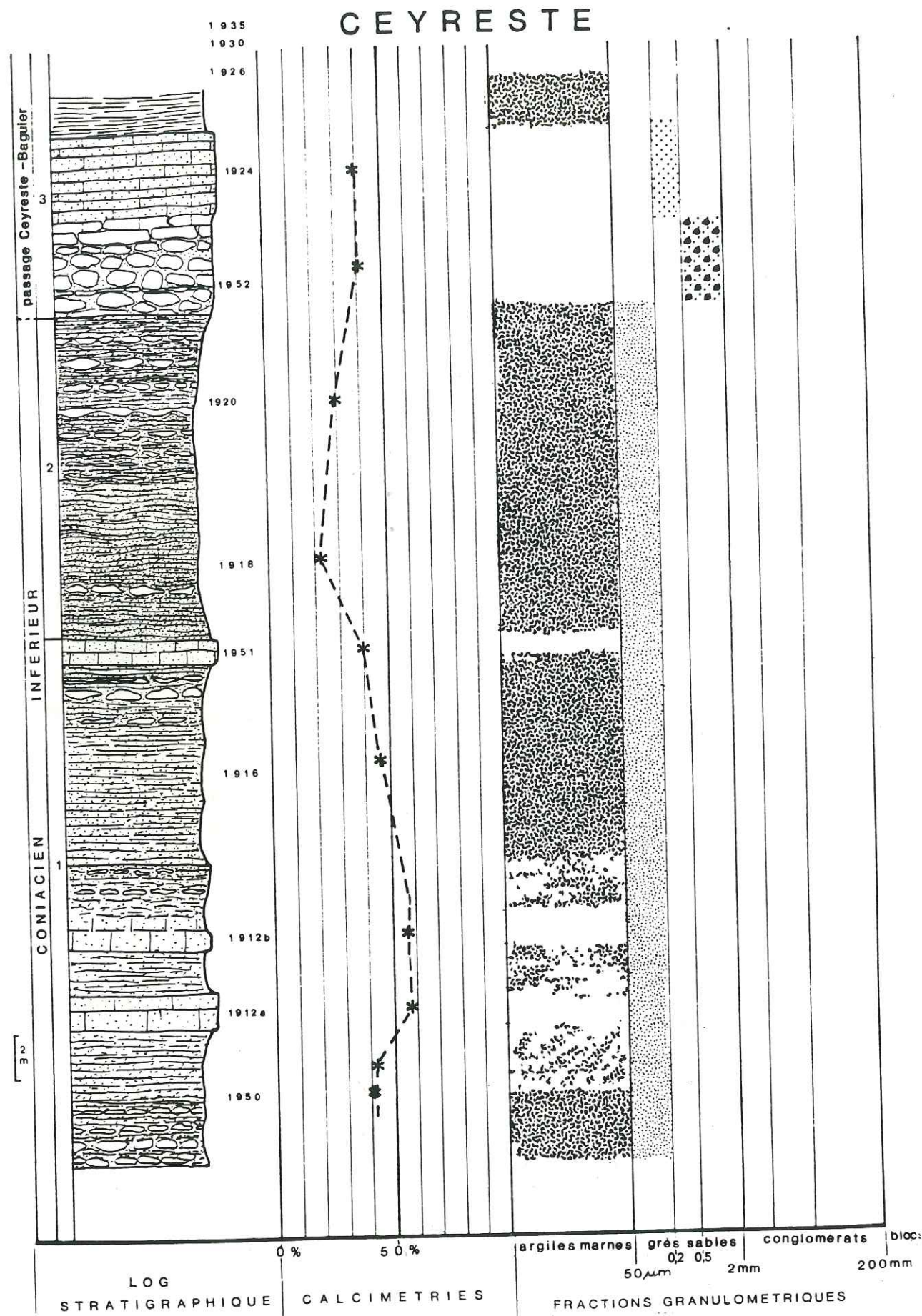
5) la série se poursuit par des oscillations grés-marneuses (45% CaCO₃) à rides, ripples-marks, microconglomérats, (30m) stratification oblique.

6) calcaires à rudistes (>90% CaCO₃)

7) série détritique grés-marneuse (60m) micropoudingues traces de terriers. (45% CaCO₃)

8) remaniements intraformationnels de marnes, grès et galets (20m)

Les formations gréseuses, sont homogènes et sont caractérisées par des échinidés, des bryozoaires, et des foraminifères benthiques (Miliolides, Textulariides). Selon JJ Blanc (1980) il s'agirait d'un ensemble progradant, le milieu demeurant peu profond et terrigène ; il pourrait s'agir d'une séquence de colmatage du bassin. Suivant le même auteur, cet ensemble correspondrait à des apports détritiques finement calibrés venus



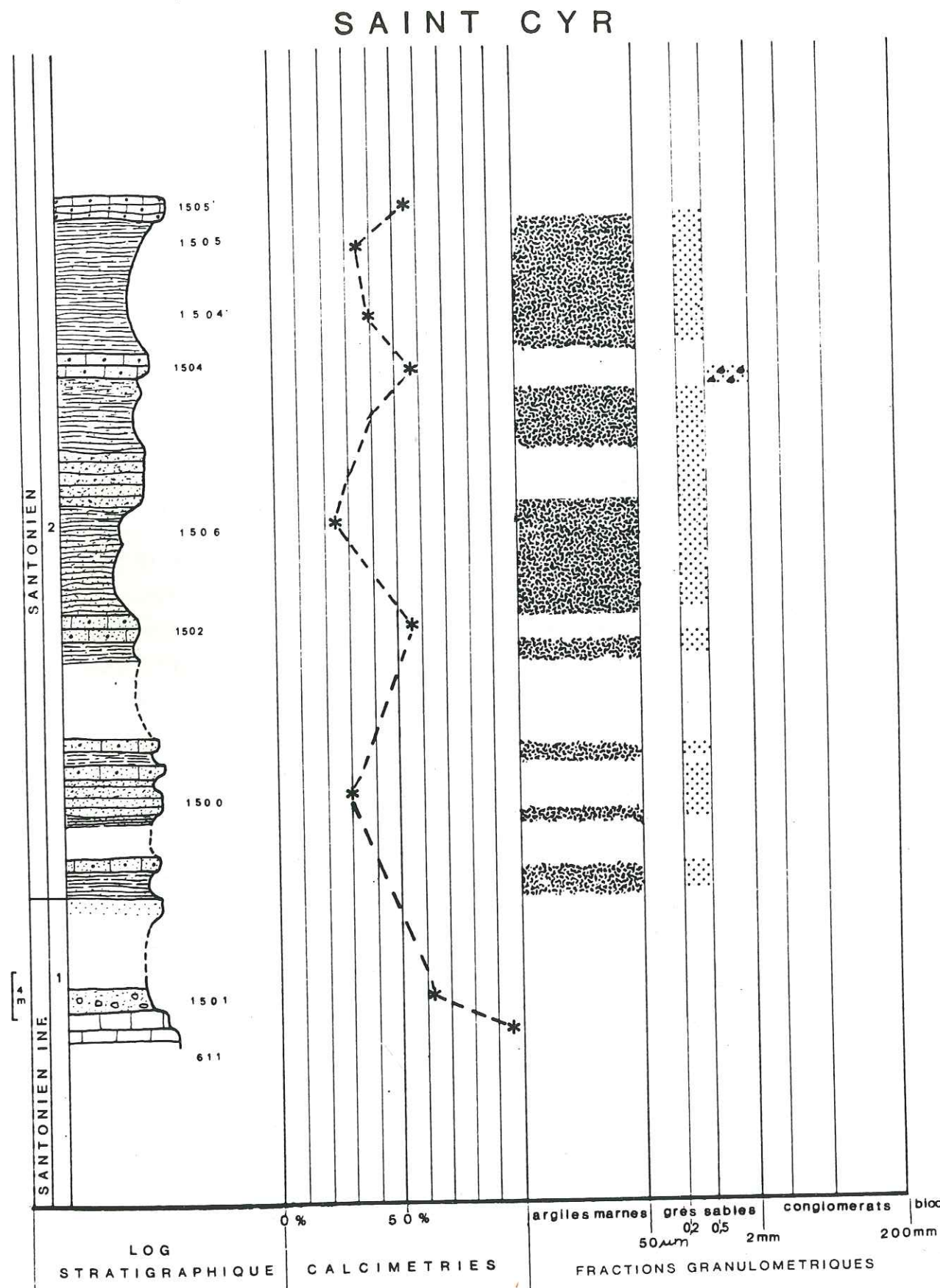
du Sud-Est et de l'Est-Sud-Est ; par la suite ces apports s'orienteraient Est puis Est-Nord-Est (90 à 65°); En l'absence d'ammonites caractéristiques, l'unité lithologique des grès de Ste Croix représente un terme de transition entre le Turonien supérieur et le Coniacien (Collignon et al 1979). A l'ouest de la Ciotat, au lieu dit Ste Croix, cette formation atteint une centaine de mètres ; elle diminue d'épaisseur vers le Nord-Est et fusionne avec les grès du Baguier situés à l'Est du village de Ceyreste. Au dessus des "Grès de Ste Croix", le long du littoral de la Ciotat jusqu'au port des Lecques, on observe deux grands ensembles lithologiques superposés classiquement dénommés "Marnes de Ceyrestes" et "Grès du Baguier". Ces deux formations sont datées du Coniacien supérieur.

IV.3.1.2.2. Les Marnes de Ceyreste : Elles affleurent à l'Est de la Ciotat, le long de la RN 559, depuis le carrefour St Jean jusqu'au Cap Liouquet. Plan directeur Aubagne 7 : X = 869,8 - 868,6 ; Y = 109,0 - 107,8.

* Formations 1 et 2 : Ce sont des marnes bleutées (25 à 45% CaCO₃) sableuses, alternant régulièrement avec des bancs gréseux (40 à 60% CaCO₃) Ces formations ont livré de nombreux quartz anguleux, micas, feldspaths et grains glauconieux. Parmi les bioclastes, on notera l'abondance de petits foraminifères benthiques à tests calcaires imperforés (Miliolites).

* La formation 3 composée essentiellement de bancs gréseux (40% CaCO₃) constitue le passage des marnes de Ceyreste aux grès du Baguier ; elle contient de très nombreux quartz hétérométriques.

IV.3.1.2.3. Les grès du Baguier : La coupe est bien visible depuis le Cap du Liouquet jusqu'au Port des Lecques. Plan directeur La Ciotat 4 X = 870,5 Y = 104,0 - 104,5. Cet ensemble très épais (500m) superposé au précédent est constitué par l'alternance rythmique de petits bancs de grès fins (70% CaCO₃) micacés glauconieux et ferrugineux à ciment calcaire (70% CaCO₃) de marnes sableuses (45 % CaCO₃) et de calcaires gréseux à entroques . Il diminue d'épaisseur au sud du Camp (200m). Les grès ont livré de nombreux petits quartz anguleux ; de micas et des grains glauconieux ; les bioclastes sont caractérisés par des fragments d'algues rouges (Mélobésiées), des bryozoaires, des échinodermes et des foraminifères



benthiques (Dicyclines, Miliolidés), la matrice est un micrite. L'observation des lames minces laisse l'impression que l'association bryozoaires, échinodermes, Mélobésiées est typique d'un milieu relativement profond

IV.3.1.2.4. Les "Marnes de St Cyr" : Cette formation lithologique datée du Santonien inférieur se superpose aux grès du Baguier. Ce sont essentiellement des marnes sableuses bleutées (150m) réparties dans tout le secteur de Ste Anne d'Evenos - Le Beausset et se prolongeant au pied des barres des Aiguilles et de la Jaume. Ces marnes peuvent être entrecoupées de bancs de calcaires gréseux ferrugineux à stratifications obliques et d'horizons carbonatés à rudistes.

Le secteur du Grand Vallat est particulièrement représentatif des faciès de cet ensemble lithologique. Stratigraphiquement il correspond à la moitié supérieure des marnes de St Cyr.

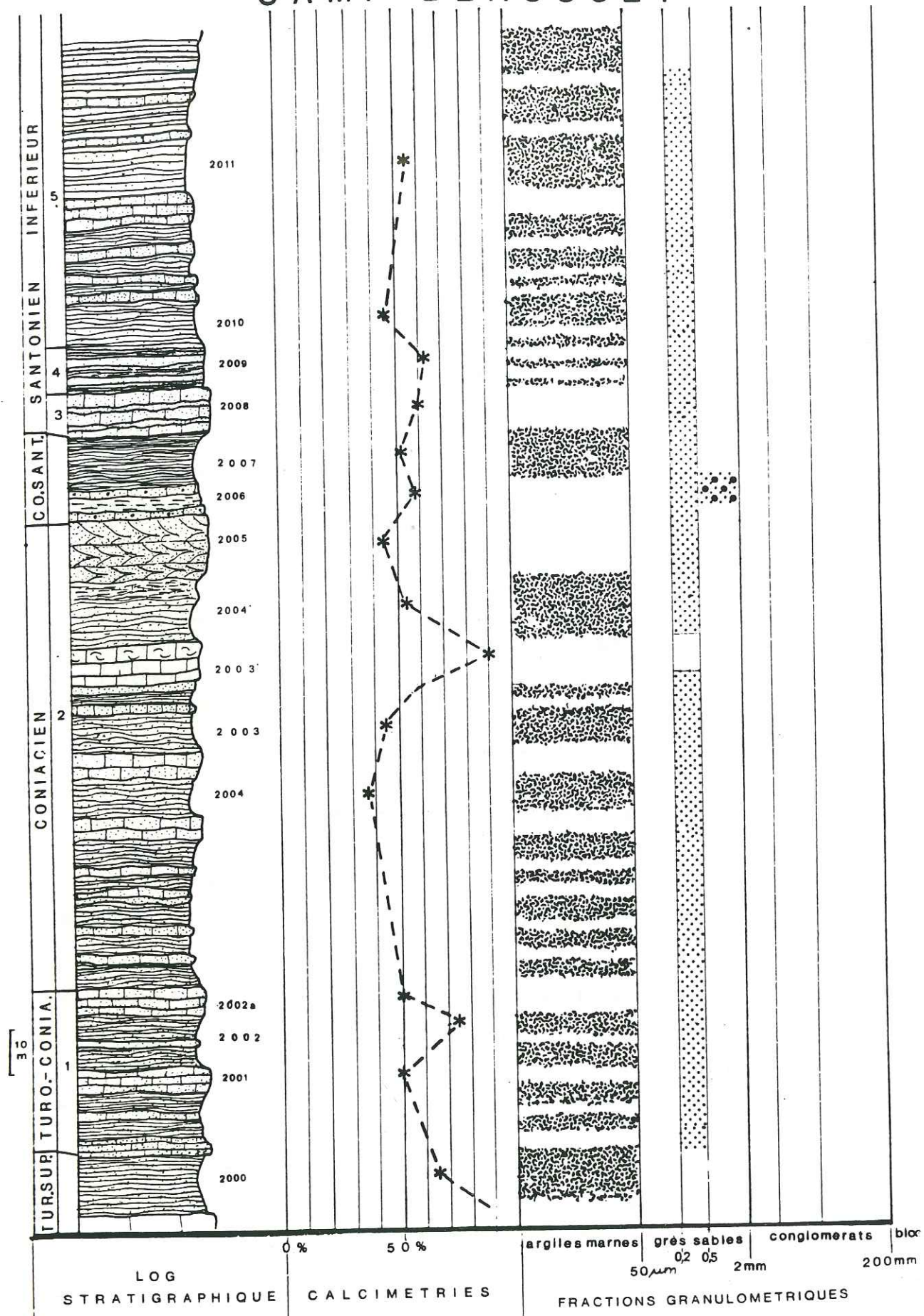
IV.3.1.2.5. Coupe le long de rives du Grand Vallat : (Secteur au Sud de la Cadière - Le Castellet) Plan directeur Toulon 1 X = 879,0 Y = 103 à 104. Au dessus de la barre calcaire de la Cadière on observe :

- 1) formation bréchique gréseuse (2m) à ciment carbonaté, (63% CaCO₃) riche en débris de rudistes et foraminifères (Milioles)
- Invisibilité (3 - 4 m)
- 2) En alternance rythmique sur 80m environ :
 - marnes sableuses glauconieuses (litées) (20 à 40% CaCO₃)
 - banc de grès glauconieux (lités bleutés) (40 à 56% CaCO₃)
 - bancs gréseux coquilliers roux, à stratifications ondulées.

Le faciès marneux prédomine et devient de plus en plus épais vers le sommet de la formation. Il s'agit d'une coupe de transition entre la barre de la Cadière (Santonien inférieur) et les niveaux du Moutin (Santonien supérieur)

Un complément d'observation peut être fait dans le secteur de Font-Vive (N=0 de Ste Anne d'Evenos) permettant l'étude de la partie inférieure de cette formation ; les faciès sont assez proches de ceux de la coupe du Grand Vallat mais ils contiennent de nombreux niveaux riches en Hippuritidés (éch. 1400 1401 611)

CAMP BEAUSSET



IV.3.1.2.6. Variations Latérales

Coupe du Camp au Beausset : cette coupe est bien visible le long de la RN8 entre le plateau du Camp et le village du Beausset. Plan directeur : Cuers 5 X = 881,0 Y = 107,0 - 112,0. Au dessus des calcaires à rudistes du Turonien supérieur on observe :

1) Alternances de marnes sableuses glauconieuses, grises, varvées, en lits argileux et sableux et de bancs de grès glauconieux, en plaquettes avec parfois petits nodules de fer (50m). L'assemblage minéralogique est caractérisé par de nombreux quartz hétérométriques et anguleux et de petits grains glauconieux altérés ; cette formation a livré des foraminifères benthiques (Miliolidés) et des échinodermes. Le ciment des grès est une micrite argilo-ferrugineuse.

2) Alternances rythmiques de marnes sableuses et de bancs de grès (120m) ; dans la partie moyenne de la formation s'intercalent une calcarénite bioclastique et des bancs calcaires (2m). Environ 15m avant le sommet de cette unité les grès roux présentent des stratifications obliques avec terriers, fort pourcentage de quartz et spicules de spongiaires. La partie sommitale est caractérisée par des horizons marneux de plus en plus épais. On note dans toute la formation la présence de nombreux quartz petits et anguleux et de grains glauconieux souvent petits et/ou altérés. Le ciment des bancs de grès est une micrite argilo-siliceuse.

3) Les "Grès de Soviou" (10m) : il s'agit en fait de joints sableux dans un calcaire gréseux exploité en carrière.

4) Alternance régulière de lits marno-sableux riches en grains glauconieux et petits bancs gréseux ou calcaréo-sableux (10m)

5) Epaisse série marno-sableuse avec intercalation rythmique de bancs gréseux (60-70m) (aux abords du village du Beausset).

La formation 1 est d'âge turonien terminal à coniacien basal

La formation 2 représente le Coniacien

Les formations 3,4,5 sont d'âge santonien inférieur.

L'ensemble des formations montre des teneurs moyennes allant de 45 à 75% de CaCO3 ; Les grès ayant des pourcentages en général un peu plus élevés que les marnes.

A - Granulométrie des sables. (fig. 148, 158, 159, 160, 161)

A.1. Coniacien Marnes de Ceyreste : Les échantillons choisis sont représentatifs de la formation gréseuse supérieure n° 3 des marnes de Ceyreste. La taille moyenne du sédiment est celle de sables moyens à grossiers. L'étalement dimensionnel est fort : les particules sont de taille différentes. Le sédiment est mal classé, les histogrammes de fréquence sont peu aigus. Le facteur hydrodynamique négatif indique une difficile mise en mouvement des sédiments. Mauvais triage. Asymétrie positive (échantillon 1952) et très négative (échantillon 1924 : tendance à l'envasement). Les écarts-types des distributions sont très faibles ; les courbes cumulatives sont à tendance linéaire ; seul l'échantillon 1924 contient des particules fines qui se classent (SKI négatif).

A.2. Grés du Baguier : Les échantillons analysés correspondent aux grés fins et marnes sableuses qui constituent la majeure partie de la formation. Il s'agit de sables moyens à grossiers. L'étalement dimensionnel fort traduit la présence de particules de tailles différentes. Le sédiment est assez bien classé, les histogrammes de fréquence moyennement aigus. Le facteur hydrodynamique très faible à négatif indique une mise en mouvement des sédiments assez difficile. Le triage est moyen. L'asymétrie très négative suggère une tendance à l'envasement ; la fraction fine se classe. Les écarts-types sont des valeurs moyennes. Les courbes cumulatives sont de type linéaire à complexe. Il s'agit de sédiments à peine triés. Remarque : Ces résultats montrent une analogie presque parfaite entre les grés de Baguier et les marnes de Ceyreste.

A.3. Marnes de St Cyr : Les échantillons ont été choisis dans les divers ensembles des marnes sableuses de St Cyr : formations inférieures : secteur de Font Vive, formation de la barre de la Cadière, formations supérieures : secteur du Grand Vallat.

A.3.1. Dans le secteur de Font Vive et de la Barre de la Cadière les résultats sont pratiquement identiques : les sédiments étudiés sont fins, bien classés ; les histogrammes de fréquence sont très aigus. L'étalement dimensionnel est moyen à fort : (particules de tailles différentes). Les sédiments sont facilement entraînés par l'agent de transport (FH positif). Le triage est faible : basse énergie. L'asymétrie est très négative :

Les particules fines sont abondantes ; les valeurs de l'écart type sont moyennes et correspondent à des courbes cumulatives de type complexe. Le reliquat de grossiers existe mais la fraction fine s'organise et se classe bien (partie sigmoïde bien développée) (envasement).

A.3.2. Dans le secteur du Grand Vallat les échantillons étudiés sont des sables moyens et grossiers. Ils sont assez mal classés ; les histogrammes de fréquence sont peu aigus. L'étalement dimensionnel est moyen à fort (particules de diverses tailles), sédiment assez bien trié difficilement entraîné par l'agent de transport (FH négatif). Courbes cumulatives symétriques et à asymétrie négative (présence des fines). Les écarts-types sont faibles à moyens. Courbes cumulatives de type linéaire à complexe.

A.4. Le Camp - Le Beausset : les échantillons étudiés ont été prélevés dans les marnes sableuses des formations 1 et 2. La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable moyen ou d'un sable grossier. L'étalement dimensionnel est fort : grande différence de taille entre les particules. Les sédiments sont mal classés : les histogrammes de fréquence sont peu aigus ; les sédiments sont difficilement mis en mouvement (FH négatif) par l'agent de transport. Le triage est mauvais ou incomplet ; (courants faibles). L'asymétrie négative indique une proportion de particules fines (envasement) ; il s'agit de sables de colmatage. Les valeurs de l'écart type sont faibles. Les courbes cumulatives sont de type linéaire avec début de classement vers les types sigmoïdes.

B - Granulométrie des grés. (fig. 171)

B.1. Les analyses concernent d'une part les formations gréseuses supérieures des marnes de Ceyreste et d'autre part la base des grés du Baguier.

Les marnes de Ceyreste : histogramme de fréquence bien localisé entre 0 et 400 μ m. Mode compris entre 100 et 200 μ m regroupant 49 et 55% du sédiment. Les valeurs de la médiane : éch. 1920 : $Q_2 = 132 \mu$ m ; éch. 1924 : $Q_2 = 148 \mu$ m sont significatives d'un sédiment très fin. Celles de l'écart type : éch. 1920 : $\sigma = 14,64$; éch. 1924 : $\sigma = 13,45$ très élevées traduisent l'homogénéité du sédiment.

Les grés du Baguier : histogramme de fréquence un peu plus étalé vers les particules de taille moyenne entre 0 et 800 μm . Mode peu significatif (19%) compris entre 100 et 200 μm . La médiane ($Q_2 = 350 \mu\text{m}$) indique un sédiment dont les particules sont de taille moyenne. L'écart type ($\sigma = 7,43$) traduit une répartition moyenne.

B.2. Le Camps - Le Beausset : Les bancs de grés glauconieux de la base de la coupe (formation 1) ont été étudiés. Histogramme de fréquence compris entre 0 et 500 μm . Mode localisé entre 200 et 300 μm groupant 28% du sédiment. Médiane ($Q_2 = 273 \mu\text{m}$) caractéristique d'un sédiment fin. Ecart type ($\sigma = 10,43$) moyen à fort montrant une répartition moyenne des particules.

C - Etude des quartz.

C.1. Marnes de Ceyreste : Les observations ont porté sur les quartz de la formation n° 3 constituée essentiellement de bancs gréseux.

a) Morphoscopie : Les quartz peu nombreux ne nous ont pas permis de faire des comptages.

b) Exoscopie ; (plaque Q20 photo 1 et 2) Les quartz des marnes de Ceyreste sont caractérisés par les traces d'une ancienne éolisation (croissants de choc) à laquelle fait suite un épisode pédologique sous climat subaride sec et chaud très caractéristique (pellicule écailleuse). La reprise du grain dans un milieu marin infratidal de basse énergie contribue à la dissolution progressive des figures pédogénétiques.

C.2. Grés du Baguier : Les observations ont porté sur les quartz des marnes sableuses et calcaires gréseux constituant la majeure partie de la coupe.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 96% ; N.U.N.E. 1,5% ; E.L. absent ; R.M. 1,5%

b) Exoscopie (planche Q20 photos 3 à 6) : Les quartz des grés du Baguier sont caractérisés par les traces d'une ancienne éolisation. Après une phase d'évolution avec écaillage de la surface du grain qui paraît indiquer une altération en milieu sub-aride (climat sec et chaud) la reprise du grain dans un milieu marin infratidal de basse énergie contribue à la dissolution progressive de la pellicule écailleuse d'altération

(en particulier sur les sommets des grains) et à la formation d'un réseau anastomosé.

Remarques : Les formations des marnes de Ceyreste, et des Grés du Baguier sont donc caractérisées par le développement de pellicules d'altération sous formes de coulées ou d'écailles significatives d'une évolution en milieu subaride sec et chaud (immobilisation des grains soit dans une dune soit en milieu pédologique). Un épisode marin profond de type infratidal de basse énergie ponctué par des réseaux anastomosés en formation et par des surfaces particulièrement propres y compris dans les dépressions des grains contribue ensuite à la dissolution progressive des pellicules en écailles et constitue le stade final de l'évolution des sédiments.

C.3. Secteur du Grand Vallat : Les observations concernent les quartz des marnes sableuses glauconieuses de la formation n° 2

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 98 % ; N.U.N.E. 0,5% ; E.L. absents ; R.M. 1,5%

b) Exoscopie : (planche Q20 : photo 7 -8) Les résultats montrent des cristaux ayant transité dans un épisode deltaïque auquel fait suite un dernier stade marin infratidal de basse énergie.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 180, 181, 182, 183, 184)

D.1. Soubeyran : Analyses minéralogiques de la fraction argileuse Les grés sommitaux de la coupe du Soubeyran (formation n°8) (équivalents des grés de Ste Croix) montrent un éventail minéralogique caractérisé par les smectites (dominantes) et l'illite (abondante) ; la kaolinite et les interstratifiés 10.14S. et 14C. 14S sont rares.

D.2. Marnes de Ceyreste :

2.1. Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : cet ensemble présente un éventail minéralogique réduit et très homogène ; en effet toutes les formations sont caractérisées par la prédominance des smectites ; l'illite étant également représentée.

2.2. Analyses élémentaires semi-quantitatives : un échantillon (1951) très riche en smectites appartenant à la formation n°2 a donné les résultats suivants :

Echantillon : 1951			Site : CEYRESTE		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
66,6	22,1	6,0	0,7	0,8	3,5

Ceux-ci suggèrent qu'il s'agit de smectites appartenant à la variété alumineuse.

2.3. Observations au M.E.T. : celles-ci nous ont permis de distinguer de grosses illites à contours irréguliers et de petites smectites floconneuses.

D.3. Baguier

3.1. Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : celles-ci font apparaître dans toutes les formations la prépondérance des smectites sur l'illite (bien représentée) et la kaolinite (rare).

3.2. Analyses élémentaires semi-quantitatives : des analyses effectuées à partir de la microanalyse couplée au MEB ont porté sur les marnes sableuses (éch. 1935) très riches en smectites.

Echantillon : 1935			Site : BAGUIER.		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
65,2	23,1	7,7	0,5	0,8	2,7

Les résultats suggèrent qu'il s'agirait de smectites du type alumineux.

3.3. Observation au MET : la même formation montre quelques grosses illites floconneuses et de petites smectites à contours flous et diffus.

D.4. Marnes de St Cyr :

4.1. Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : Les marnes de St Cyr (secteur du Grand Vallat et de Fontvive) montrent la prédominance des smectites ; on note également une quantité appréciable d'illite ; la kaolinite est faiblement représentée.

4.2. Analyses élémentaires semi-quantitatives : l'échantillon 611 très riche en smectites, prélevé dans la formation marneuse de la barre de la Cadière, a été étudié ; l'analyse ponctuelle a fourni les résultats suivants :

Echantillon : 611			Site : SAINT-CYR		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
61,9	28,7	4,3	0,03	1,3	3,8

Ceux-ci suggèrent la présence de smectites alumineuses.

D.5. Camp - Beausset :

5.1. Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : l'ensemble de la coupe est caractérisé par les fortes proportions de smectites. L'illite assez bien représentée complète cet éventail minéralogique très restreint.

5.2. Analyses élémentaires semi-quantitatives : deux échantillons respectivement d'âge coniacien (2000) et santorien (2009), très riches en smectites ont été étudiés ; la microanalyse couplée au MEB a fourni les résultats suivants :

Echantillon : 2000 et 2009			Site : CAMP-BEAUSSET		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
69,3	19,1	8,4	0,6	1,0	1,5
70	17	5,0	5,0	0,7	2,5

Ceux-ci montrent que les minéraux argileux étudiés appartiennent à la famille des smectites alumineuses.

5.3. Observations au MET : celles-ci effectuées sur les échantillons précédents traduisent la présence de grosses illites et de petites smectites relativement fraîches.

Tous les secteurs du Beausset que nous venons d'étudier sont caractérisés par la prédominance des smectites ; l'illite moins abondante est cependant toujours bien représentée dans les cortèges ; la kaolinite et les interstratifiés sont rares ou à l'état de traces.

E - Minéralogie. (fig. 200, 208, 209, 210 planche Z2 photod.g.j.k)

Les grands ensembles lithologiques suivants : Marnes de Ceyreste, Grés du Baguier, Marnes de StCyr, Marnes et grés du camp au Beausset et du Grand Vallat ont donné des résultats pratiquement identiques ; les cortèges minéralogiques sont les suivants :

a) Minéralogie

a.1. Minéraux lourds :

disthène usé (++)

staurotide (++)

zircon (+++)

tourmaline brune et bicolore (++) usée

grenat (+)

grains glauconieux souvent altérés (++)

rutile (+)

anatase (+)

minéraux opaques (++)

a.2. Autres minéraux :

quartz (+++) petits anguleux à subanguleux ou arrondis, parfois altérés

micas (++) surtout muscovite, également biotite et chlorite usées

feldspaths potassiques (+)

plagioclases maclés (+)

calcite de néogénèse (+)

dolomite (+)

a.3. Etude des zircons : Dans l'ensemble les cristaux sont assez évolués, pointus, et en forme de "ballon de Rugby" (marnes de St Cyr). Les zircons ont une distribution assez large et les populations sont étalées avec prédominance des types S et quelques rares types U. Les types S2, S13 S18, S19, S25 sont les plus représentatifs. Dans les diagrammes (I.A. , I.T.) les points moyens ont les coordonnées suivantes : éch. 1926 Baguier : (I.A, I.T)=(415 518) ; éch. 1504 Vallat : (I.A, I.T)=(443 538) ; éch. 2001 Beausset : (I.A, I.T)=(429 547) . L'origine des zircons est a dominante calco-alcaline mais l'on observe des proportions non négligeables de cristaux (S2) issus d'un socle métamorphique assez évolué : gnéiss, gneiss anatectique et granite d'anatexie.

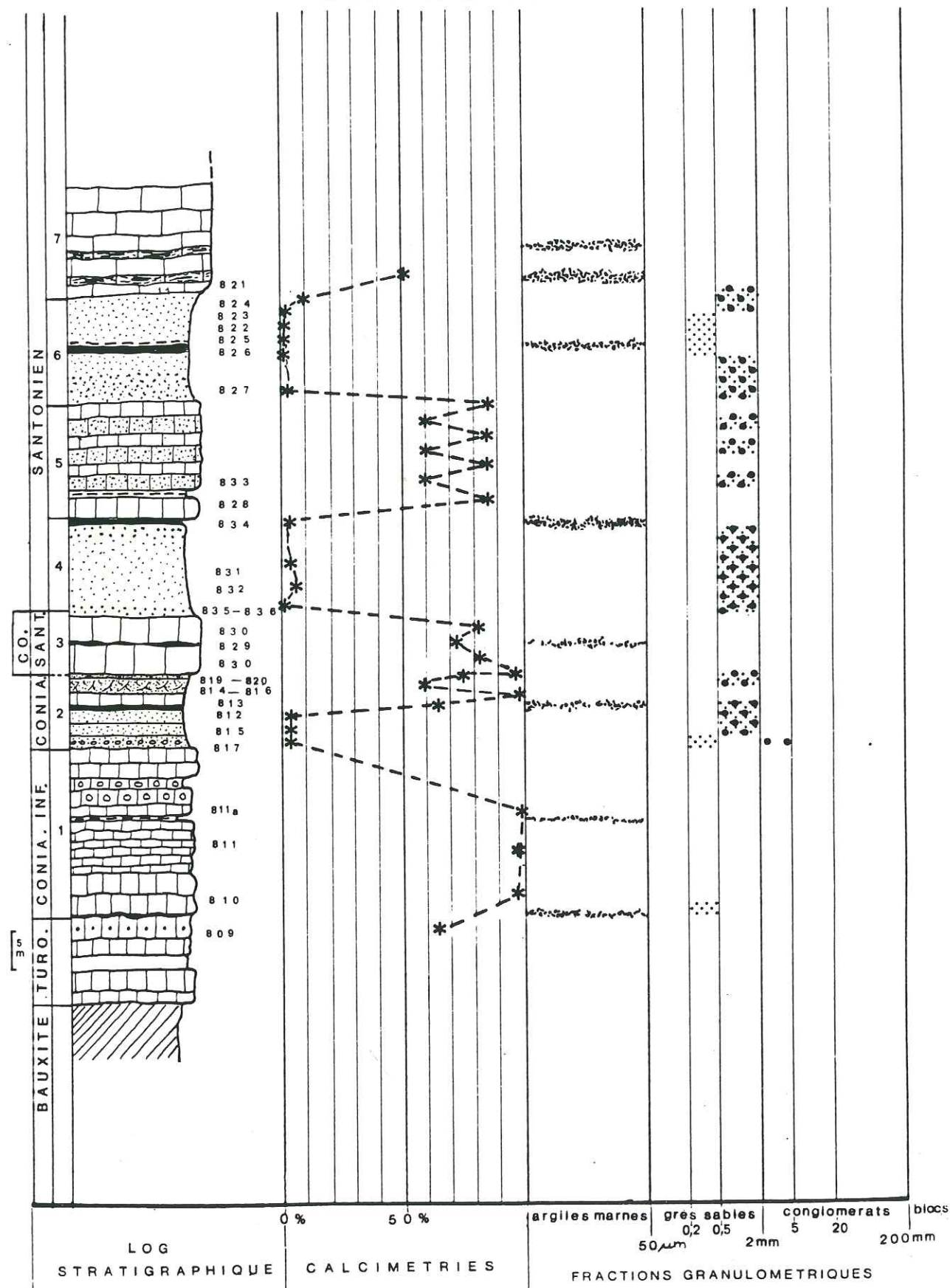
IV.3.2. Domaine de plate-forme.

La plate-forme nord-provençale, se caractérise par des dépôts carbonatés bien représentés dans les massifs de la Nerthe, d'Allauch, du Regaignas et de la Ste Baume. Des témoins plus réduits sont retrouvés dans les synclinaux nord-varois où les sédiments terrigènes sont par contre très abondants.

IV.3.2.1. La région de Mazaugues.

IV.3.2.1.1. Coupe type de Mazaugues, plan directeur Cuers 2
X = 839,0 - 891,0 Y = 123,1 - 125,2. Il s'agit de la coupe Nord-Sud allant de la mine de la Découverte jusqu'au village de Mazaugues. Au-dessus des calcarénites bioclastiques de la zone de transition entre le Turonien et Coniacien on observe :

MAZAUGUES



1) Première barre à rudistes de La Caire de Sarazin (28m) (100% CaCO₃) représentée par des calcaires bioclastiques et micrites riches en foraminifères.

2) Première série détritique du vallon de L'Epine (10m) Ensemble détritique franchement sableux à la base (3% CaCO₃) entrecoupé vers le sommet de passées marneuses, et banc carbonaté (100% CaCO₃). Au sommet de la série : grès à stratifications obliques et sable fin (>60% CaCO₃). La formation sableuse a livré de nombreux quartz, feldspath et micas ; on note l'absence de bioclastes. Les grès à stratifications obliques sommitaux sont caractérisés outre les assemblages minéralogiques ci-dessus, par les éléments bioclastiques suivants : algues rouges (fragments de Mélobésiées) foraminifères benthiques (Cunéolines, Miliolles) fragments de madréporaires, et débris de rudistes (Radiolitidés) et d'échinodermes ; Le ciment de cette formation est micritique et sparitique à microsparitique.

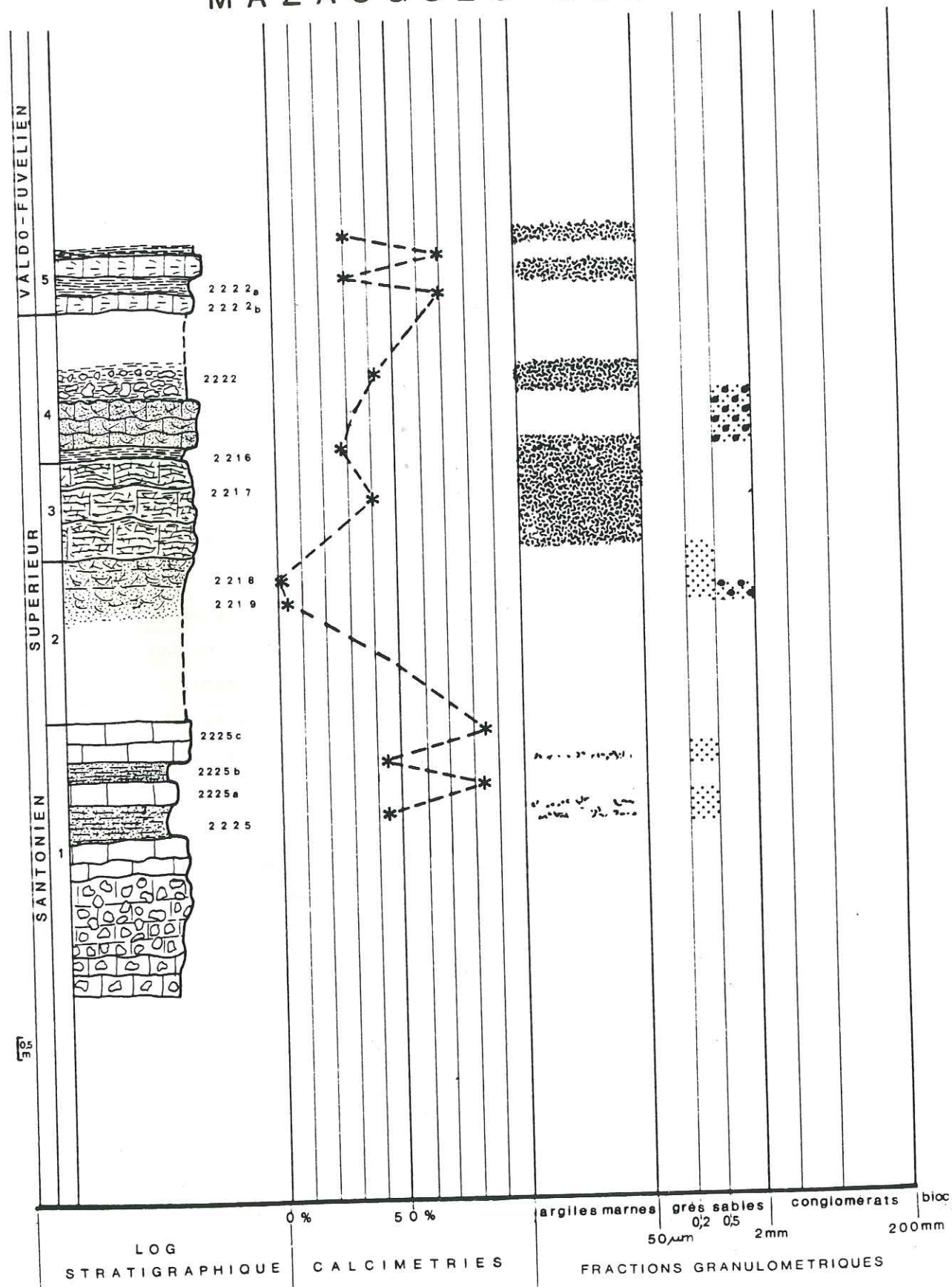
3) Deuxième barre à rudistes de La Crau de Piourian (10m) (70 à 85% CaCO₃) ce sont des calcaires à rudistes entrecoupés de joints marno-ligniteux.

4) Deuxième série détritique de la Bastide du Plan (15m). Sables bariolé "pain d'Epices" (<5% CaCO₃) très riches en quartz assez grossiers et anguleux sans stratification apparente, feldspaths et micas ; ciment argilo-siliceux ; on note l'absence de bioclastes. Micropoudingue sans stratification apparente avec très nombreux quartz, feldspath et micas (biotite) ; ciment micritique ; aucun bioclaste.

5) Troisième barre à rudistes du Grand Jas (19m) : à la base horizon de marnes bleues à cyclolites (2% CaCO₃) puis alternance de bancs calcaires (87% CaCO₃) et de calcaires gréseux (61% CaCO₃)

6) Troisième série détritique (15m) (1 à 2% de CaCO₃) A la base sable ou micropoudingue induré (5m) très riche en quartz, feldspaths et micas, avec quelques éléments ligniteux et fragments de croute ferrugineuse. Epaisse formation sablo-argileuse, érodée en "boules" riche en bois incarbonisé, quartz hétérométrique, feldspaths (microcline) et micas (muscovite); il n'y a aucun bioclaste.

MAZAUGUES OUEST



7) Quatrième barre à rudistes (7m) (53% CaCO₃) au nord du Vallon de Combes avec intercalations argileuses bleues.

N.B. On remarque l'absence de bioclastes dans les formations détritiques sableuses de la coupe (2,4,et 6) qui sont caractérisées par de très faibles teneurs en CaCO₃.

Datation : La première barre à rudiste (1) est d'âge Coniacien inférieur. La première série déritique (2) est franchement Coniacienne. La deuxième barre à rudistes (3) montre des formes intermédiaires entre le Coniacien et le Santonien. On donne un âge Santonien aux formations 4, 5, 6, 7 sus-jacentes.

IV.3.2.1.2. A l'ouest de Mazaugues et jusqu'aux environs des Glacières de Font-Frèges, une coupe permet de voir le passage entre les formations marines du Santonien et les formations du Valdo-Fuvélien. De bas en haut on observe :

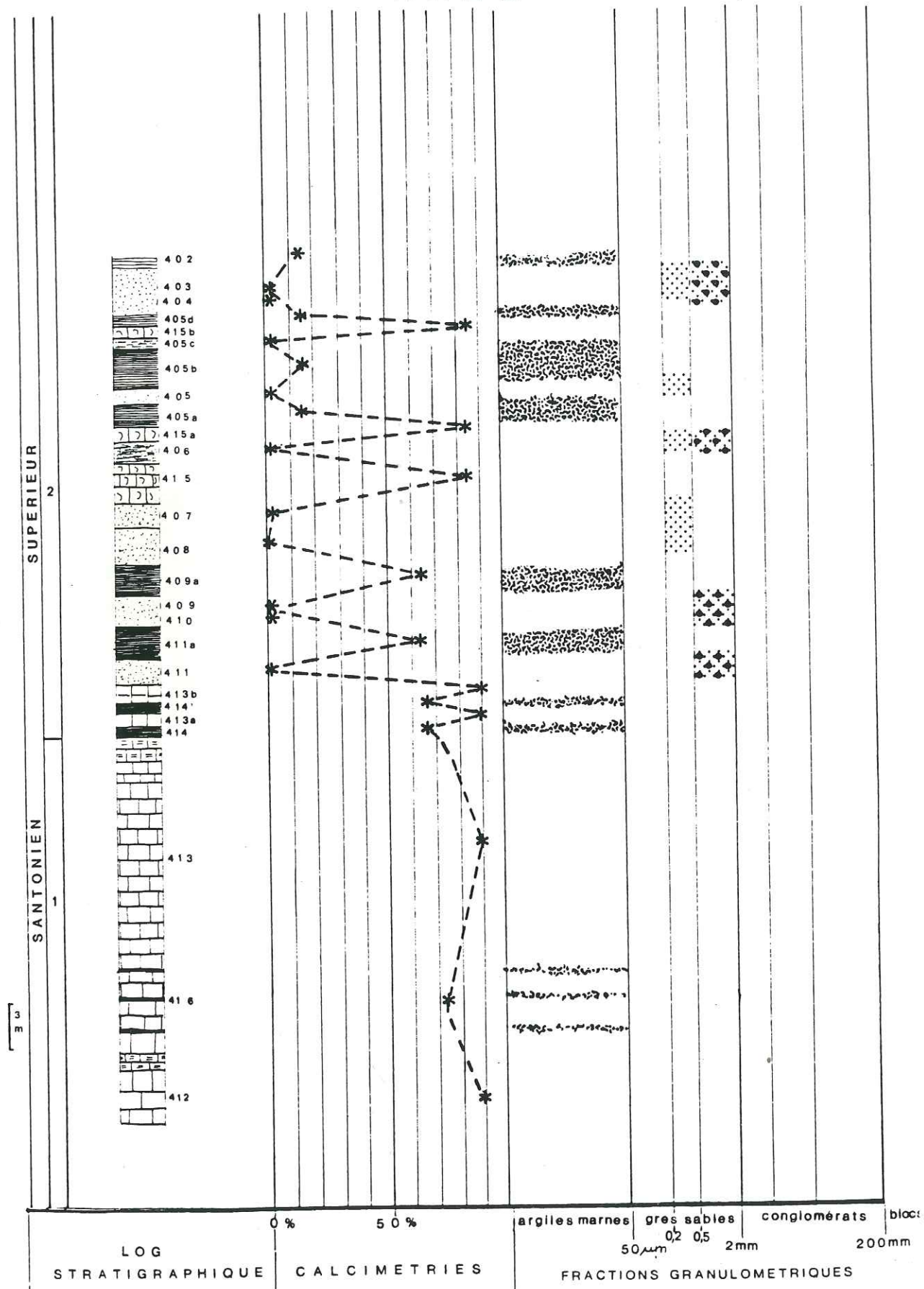
1) barre à rudistes (quatrième barre de la coupe de Mazaugues-village) Il s'agit de l'alternance de calcaires à rudistes (85% CaCO₃) (Radiolitidés), foraminifères benthiques (Cunéolines, Miliolles), algues rouges (Mélobésiées), polypiers, échinodermes et de marnes sableuses et gréseuses (46% CaCO₃) riches en quartz hétérométriques. Le ciment des calcaires est micritique à sparitique.

2) Formation sableuse (1 à 3% CaCO₃) (10m) avec quelques passées ferrugineuses et gréseuses ; stratifications obliques. L'assemblage minéralogique est constitué de quartz, plagioclases et micas. On note l'absence de bioclastes.

3) Marnes calcaires (40% CaCO₃) à rudistes (Hippurites, Radiolitidés) Algues rouges (Polystrata), foraminifères planctoniques (Globotruncana), benthiques (Dicycline, Miliolles) et stromatopores. La texture est de type packstone.

4) Marnes argilo-ligniteuse (29% CaCO₃) et calcaire gréseux (43% CaCO₃) à stratifications obliques riches en quartz hétérométriques, et feldspaths. Les calcaires gréseux livrent des rudistes entiers ou en gros fragments (Radiolitidés), des foraminifères benthiques (Dicycline, Miliolles, Rotalina) et des algues rouges (Polystrata) ; le ciment est micritique parfois légèrement argileux.

N A N S



5) Argilites noires (30% CaCO₃) et calcaires marneux (70% CaCO₃) à corbicules du Valdo-Fuvélien.

L'abondante microfaune observée, les foraminifères benthiques (Miliolides, agglutinants) algues rouges, la matrice boueuse et la présence de gros fragments de rudistes, suggèrent que ces unités étaient situées à une faible distance des constructions à rudistes. Cette coupe nous montre un nouvel épisode sableux azoïque très pauvre en CaCO₃, il s'agit de la formation n°2

IV.3. 2.1.3. A l'Est de Nans Les Pins un sondage effectué par le BRGM X = 125,0 126,0 Y = 880,50 881,0 a rencontré entre 150 m et 200m le Valdonnien puis le Santonien. Ce Santonien appartient vraisemblablement à l'unité autochtone Crétacé supérieur du Plan d'Aups - Mazaugues ; il est recouvert localement par les écaillures jurassique supérieur et crétacé inférieur de l'unité de Nans Les Pins. De bas en haut on distingue :

1) un ensemble à dominante carbonatée (micrite) (75 à 90% CaCO₃) (de 204 m à 180 m)

2) un ensemble de calcaires marneux et ligniteux (67% CaCO₃) alternant avec des passées détritiques sableuses (1 à 3% CaCO₃) (ces dernières devenant de plus en plus importantes vers le sommet de la série) de 180 à 150 m. Les horizons sableux ont livré un cortège minéralogique composé de quartz hétérométriques, feldspaths et micas ; ils ne contiennent pas de débris bioclastiques. L'échantillon (406) compris entre 2 barres carbonatées a fourni des algues vertes, des foraminifères et des débris de rudistes (Radiolitidés) ; le ciment est argilo-siliceux. Cette formation détritique pourrait être l'équivalent de celle qui surmonte la quatrième barre à rudistes bien visible dans la coupe de Mazaugues-ouest. Il s'agirait donc de la partie terminale du Santonien marin.

A - Granulométrie des sables. (fig. 149, 150, 162, 163, 161, 164)

A.1. Mazaugues : Les analyses ont porté sur les sédiments des trois séries détritiques de Mazaugues.

A.1.1. A la base de la première barre à rudistes, un échantillon (810) marnosableux a également été étudié. Il s'agit d'un sable fin, bien

trié, histogramme de fréquence très aigu. Etalement dimensionnel élevé. Asymétrie très négative (particules fines abondantes) Ecart type moyen. Courbe complexe (linéaire et sigmoïde) (faible reliquat de particules grossières ; les fines se classent)

A.1.2. Première série détritique (éch. 812, 815, 817 : âge coniacien) Le sédiment est un sable moyen ou grossier, bien classé, les histogrammes de fréquence sont moyennement aigus. L'étalement dimensionnel moyen à fort. Le facteur hydrodynamique positif montre qu'il s'agit de sables facilement entraînés par l'agent de transport. Bon triage. Asymétrie négative ou positive : suivant l'abondance des fractions grossières ou fines dans les sédiments. Les valeurs de l'écart type sont faibles ; tendance linéaire des courbes ; faible tendance à l'inflexion sigmoïde vers les particules fines. Les résultats qui concernent les échantillons 815 et 817 traduisent l'amorce d'un classement.

A.1.3. Deuxième série détritique (éch. 835 836 831 : âge santorien). Sable moyen à grossier, bien classé ; histogrammes de fréquence aigus à peu aigus. Etalement dimensionnel moyen à fort. Le sédiment est facilement mis en mouvement par l'agent de transport (FH positif). Le triage est souvent bon à très bon. Les courbes sont symétriques : bonne répartition des particules, les valeurs de l'écart type sont moyennes : les courbes cumulatives sont de type sigmoïde. La tendance sigmoïde amorcée dans la première série détritique paraît se confirmer ici (meilleur classement).

A.1.4. Troisième série détritique : (éch. 827, 826, 823 : âge santorien). Sédiment dont la taille moyenne est celle d'un sable moyen ; bien classé ; histogrammes moyennement aigus ; étalement dimensionnel moyen à fort. Sables facilement entraînés par l'agent de transport. Bon triage. Asymétrie variable. Les valeurs de l'écart type sont moyennes. Les courbes cumulatives sont de type sigmoïde.

Conclusions : dans l'ensemble, les sédiments détritiques de Mazaugues sont des sables moyens bien classés bien triés. Les courbes cumulatives sont complexes et linéaires dans la première série détritique (Coniacien). Elle sont de type sigmoïde pour les ensembles détritiques 2 et 3 (Santonien) Les résultats suggèrent donc une tendance à la lévigation quand on monte

dans la série.

A.2. Mazaugues Ouest : Les échantillons étudiés ont été prélevés dans la formation sableuse n°2 de la coupe. Le sédiment est un sable moyen bien classé, histogramme moyennement aigu. Etalement dimensionnel moyen à fort. Le facteur hydrodynamique positif montre qu'il s'agit d'un sable facilement entraîné par l'agent de transport. Le triage est très bon. La courbe cumulative symétrique. Les valeurs de l'écart type sont moyennes ; courbe cumulative de type sigmoïde bien marqué ; le reliquat grossier subsiste mais les particules fines importantes accusent la tendance sigmoïde.

Cette coupe confirme la tendance sigmoïde des courbes et donc l'évolution plus poussée des sédiments dès le Santonien (énergie plus élevée ; meilleur lessivage et classement des sédiments)

A.3. Nans le Cauron : Les analyses concernent les échantillons sableux des passées détritiques de l'ensemble n°2. La taille des sédiments est dans l'ensemble celle d'un sable moyen. L'étalement dimensionnel est fort à très fort : les particules sont de tailles différentes (régime hydrodynamique à compétence irrégulière). Le sédiment est assez bien classé à bien classé ; les histogrammes de fréquence sont moyennement aigus ; bon triage. Les valeurs du facteur hydrodynamique montrent des sédiments bien entraînés à moyennement entraînés par l'agent de transport (FH faible ou négatif). Les valeurs du SKI oscillent autour de la symétrie. Les valeurs de l'écart type sont très faibles.

Les courbes cumulatives sont de type linéaire. Evolution du sédiment peu poussée : il s'agirait d'un flux tubide qui n'a pas sélectionné les particules. (seul l'échantillon 408 paraît un peu plus évolué : tendance sigmoïde)

B - Granulométrie des grés. (fig. 172, 173, 174)

B.1. Mazaugues : les analyses ont porté sur les ensembles détritiques 2 et 3 de la coupe du village de Mazaugues ; il s'agit essentiellement de sables et micropoudingues indurés. A l'Ouest de ce secteur certaines formations gréseuses et calcaréo-gréseuses ont également été

étudiées.

Ensemble détritique 2 : Histogrammes de fréquence très étalés entre 0 et 1500 μm . Modes situés entre 400 et 500 μm (éch. 835 et 832) et entre 1400 et 1500 μm (éch. 831). Les valeurs de la médiane : (éch. 835 : $Q_2 = 420 \mu\text{m}$; éch. 832 : $Q_2 = 588 \mu\text{m}$; éch. 831 : $Q_2 = 908 \mu\text{m}$) augmentent depuis la base vers le sommet de la formation, les particules de taille moyenne à la base de la série sont de plus en plus grossières vers son sommet. Les valeurs de l'écart type : (éch. 835 : $\sigma = 6,31$; éch. 832 : $\sigma = 4,70$; éch. 831 : $\sigma = 6,07$) sont significatives d'un sédiment hétérogène.

Ensemble détritique 3 : Histogrammes de fréquence très étalés entre 0 et 1500 μm . Modes peu significatifs, situé entre 300 et 400 μm pour l'échantillon 822. Les valeurs de la médiane (éch. 825 : $Q_2 = 575 \mu\text{m}$ éch. 822 : $Q_2 = 413 \mu\text{m}$) indiquent une majorité de particules de taille moyenne. Celle de l'écart type (éch. 825 : $\sigma = 4,73$; éch. 822 : $\sigma = 5,96$) montrent que le sédiment est hétérogène.

B.2. Mazaugues-Ouest : Les formations de base (éch. 2218 2219) présentent des histogrammes compris entre 0 et 1200 μm . Modes situés de 200 à 300 μm et 500 et 600 μm . Les valeurs de la médiane (éch. 2218 : $Q_2 = 408 \mu\text{m}$; éch. 2219 : $Q_2 = 588 \mu\text{m}$) significatives de particules de taille moyenne. Ecart type (éch. 2218 : $\sigma = 6,66$; éch. 2219 : $\sigma = 5,82$) montrent un sédiment hétérogène.

Les formations sommitales : éch. 2222 : histogramme très étalé (0 à 1500 μm) ; mode entre 1000 et 1100 μm ; médiane $Q_2 = 600 \mu\text{m}$ indiquant une taille moyenne ; écart type ($\sigma = 4,66$) indiquant un sédiment hétérogène. éch. 2216 : histogramme situé entre 0 et 900 μm ; mode vers les particules les plus grossières entre 800 et 900 μm ; médiane $Q_2 = 694 \mu\text{m}$ significative d'un sédiment moyen à grossier ; écart type $\sigma = 10,84$ traduisant une répartition moyenne.

Remarques : Les échantillons des coupes de Mazaugues montrent des résultats pratiquement identiques : les sédiments très hétérogènes dans l'ensemble sont constitués de particules de taille moyenne. Ces caractéristiques granulométriques ne sont pas sans rappeler les ensembles sablo-gréseux de Ste Anne-Val d'Aren et du Revest-Caumes au Cénomanién inférieur.

B.3. Nans le Cauron : Les analyses ont été faites sur quelques passées détritiques grés-sableuses de la formation n°2 du sondage de Nans le Cauron (éch. 403, 405, 411). Les histogrammes sont toujours très étalés entre 0 et 1500 μm . Les modes situés entre 200 et 400 μm . Les valeurs de la médiane (éch. 403 : $Q_2 = 500 \mu\text{m}$; éch. 405 : $Q_2 = 360 \mu\text{m}$; éch. 411 : $Q_2 = 588 \mu\text{m}$) indiquent un sédiment dont les particules sont en majorité de taille moyenne. Celle de l'écart type (éch. 404 : $\sigma = 5,24$; éch. 405 : $\sigma = 6,30$) sont représentatives de la répartition des particules dans un grand nombre de classes granulométriques.

Remarque : notons la similarité des résultats entre les formations de Nans et celles de Mazaugues.

C - Etude des quartz.

C.1. Mazaugues : Les observations concernent les quartz des ensembles détritiques correspondant aux formations 2, 4 et 6 de la coupe.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 92% ; N.U.N.E. 7% ; E.L. absent ; R.M. 1%

b) Morphométrie-Endoscopie : Les quartz de socle sont très abondants : xénomorphes de type granitique 35% ; xénomorphe de type métamorphique 40% ; les quartz rhyolitiques représentent 25% (dont 0,5% se trouvent sous la forme automorphe).

c) Exoscopie : (planche Q21 : photo 1 à 6) aux traces d'éolisation qui traduisent le stade le plus ancien s'ajoute un épisode deltaïque, marqué par des néogénèses polies probablement par la reprise marine des grains dans un milieu infratidal de basse énergie (quartz à surfaces très propres et sommets bien polis, réseaux anastomosés). On rencontre plus rarement des pellicules d'altération pédogénétique dont le polissage, voire la dissolution partielle résulte d'une reprise infratidale de basse énergie.

C.2. Nans le Cauron : Les observations concernent les passées détritiques sableuses du sondage de Nans (formation 2 essentiellement)

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 90% ; N.U.N.E. 8,5% ; E.L. absent ; R.M. 0,5%

b) Morphométrie-Endoscopie : quartz de socle très abondants : granitique 53%, métamorphique 45%, rhyolitiques 20% (dont 0,5% d'automorphes)

c) Exoscopie : (planche Q21 : photo 7 - 8) Les anciennes traces d'éolisation sont polies par un épisode marin infratidal de basse énergie. Contrairement aux ensembles détritiques de Mazaugues cette formation qui correspondrait à la partie terminale du Santonien marin ne paraît pas être affectée par un épisode deltaïque.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 185, 186, 187)

D.1. Mazaugues :

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

Mazaugues village : Les formations 1 et 2 datées du Coniacien montrent un éventail minéralogique caractérisé par la prédominance des smectites; la kaolinite en quantité moindre est bien représentée ; l'illite et les minéraux interstratifiés 10.14S. sont présents mais peu abondants.

Au Santonien (formation 3, 4, 5, 6,) le cortège s'enrichit en kaolinite mais dans l'ensemble de la coupe les smectites restent dominante l'illite et les interstratifiés conservent les mêmes proportions que précédemment.

Dans la coupe de Mazaugues Ouest : l'assemblage minéralogique est identique au précédent : les smectites dominent, la kaolinite et l'illite sont dans les mêmes proportions.

2) Analyses élémentaires semi-quantitatives : celles-ci ont porté sur l'échantillon 821 de la formation carbonatée n°7 riche en smectites du sommet de la coupe de Mazaugues

Echantillon : 821			Site : MAZAUGUES		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
60,2	27,3	4,2	2,0	1,1	5,0

Les résultats suggèrent de rapprocher ces minéraux de la famille des smectites alumineuses.

3) Observations au MET : nous avons distingué un fond floconneux composé en grande partie de smectites de grosses illites à contours réguliers. (planche 18, photo 3)

D.2. Nans : Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : la répartition des espèces minérales varie très peu dans les différentes formations de la coupe : les smectites sont dominantes, la kaolinite est partout bien représentée, l'illite et les minéraux interstratifiés 10.14S. 14C. 14S. sont présents mais très peu abondants.

E - Minéralogie. (fig. 201, 202, 211 planche Z2 photo a,b,e,h)

E.1. Les formations détritiques de la coupe de Mazaugues-village montrent des cortèges minéralogiques et pétrographiques relativement homogènes.

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

zircon (+++)
tourmaline brune (+) esquilleuse
grenat (+++) esquilleux
grains glauconieux (+)
monazite (+)
sidérose (+) nodules
minéraux opaques (++)

Cet assemblage minéralogique caractérise un substrat de type métamorphique.

a.2. Autres minéraux :

quartz (+++) gros quartz engrenés à extinction ondulante avec petites muscovites (quartz de granite à muscovite)
quartz subautomorphe rhyolitique avec mésostase felsitique très nette de type microgrenu
quartz avec golfes de corrosion (fragments de rhyolite)
quelques quartz arrondis en filon
feldspaths potassiques (++) très gros : orthose maclée karlsbad microline, orthose perthitique.
plagioclases (+++) plus abondants que les feldspaths potassiques
micas : grosses lamelles isolées de muscovite ; biotite
calcite dans la matrice (+) dolomite (+)

a.3. Etude des zircons : Les cristaux ont une distribution assez large ; on observe l'étalement des populations avec prédominance des types S et rares types U. Les types S7, S8, S12, S13 et S18 étant les plus significatifs. Dans le diagramme (I.A. I.T.) le point moyen a pour coordonnées (I.A., I.T.) = (401 470) . Les 3 ensembles détritiques ont montré des populations de zircons dont l'origine est à rapporter essentiellement à un socle métamorphique anatectique ou migmatitique (type S7). Certains cristaux montrent qu'une origine calco-alcaline doit être également envisagée.

b) Pétrographie : fragments provenant de rhyolite, de granite (monzogranite), de microgranite, de quartzite. On note dans l'ensemble une contribution calco-alcaline importante ; granite et rhyolite. Sur le plan quantitatif les granites seraient un peu plus abondants que les rhyolites.

En conséquence dans les grés nous retrouvons en majorité les éléments constitutifs des granites (feldspaths et quartz individualisés) et de petits éléments plus rares d'autres roches ou fragments de roches (micropegmatites par exemple) ; les lames minces effectuées dans ces formations gréseuses détritiques livreront un cortège paraissant plus riche en éléments granitiques, les éléments appartenant aux rhyolites (quartz corrodés avec mésostase felsitique) étant plus rares.

Par contre l'examen macroscopique des poudingues et formations détritiques plus grossières nous livrera davantage de galets de rhyolites que de granites.

En conclusion nous dirons que l'examen macroscopique des cortèges pétrographiques (ici sous forme de galets) exagère les quantités de rhyolites tandis que l'examen microscopique de la matrice des grés exagère les quantités de granite.

Dans l'ensemble la contribution calco-alcaline est importante dans la majorité des formations de Mazaugues ; le diagramme typologique le montre clairement. Un substrat métamorphique ou migmatitique fournit l'essentiel des sédiments détritiques.

E.2. La coupe de Mazauges-Ouest caractérise le Santonien supérieur terminal . Les associations minéralogiques et pétrographiques sont pratiquement identiques : le cortège minéral lourd s'enrichit en épidote claire jaune et zoïsite. Parmi les autres minéraux on note des proportions importantes de plagioclases et de feldspaths potassiques.

E.3. Les formations de Mazaugues très riches en éléments détritiques ont été choisies afin de préciser la composition minéralogique et pétrographique du substrat pourvoyeur. Nous avons effectué un inventaire pétrographique de détail dans les formations détritiques. Les résultats sont les suivants :

grés grossier (++)

bois fossile incarbonisé (+)

granite clair (+++)

granite à grain fin (+++)

roche métamorphique de type gneissique de teinte claire à grains fins, compacte, tendance leptynite en général (+)

pegmatite à muscovite (+)

rhyolite vitreuse (fluidale) (++)

rhyolite grise jaune (++)

rhyolite brune (++)

rhyolite altérée (++)

tuf volcanique (volcano-sédimentaire) (+)

(macroscopiquement les rhyolites semblent être de type calco-alcalin avec de petits cristaux noirs... L'examen microscopique nous permettra de préciser cette observation.)

Cet inventaire montre qu'il y a autant de roches volcaniques que plutoniques. Pour préciser ce résultat semi-quantitatif nous devons tenir compte de la méthode d'analyse. En effet suivant que l'on procède à l'examen macroscopique de la pétrographie des galets ou à l'examen microscopique de la matrice des grés nous nous sommes aperçus que les résultats étaient quantitativement différents. En fait il semble que l'on puisse attribuer ce phénomène au comportement spécifique de ces deux roches à l'altération et à l'érosion ; en effet les rhyolites résistent à cette action sous forme de galets ou de blocs tandis que les granites se dissolvent rapidement (on observe peu de galets sauf ceux des granites pauvres en micas).

E.3.1. Afin d'apporter plus de précisions à la composition minéralogique et pétrographique des sédiments de Mazaugues nous avons procédé à l'examen microscopique des lames minces de granites et de rhyolites.

E.3.1. Groupe des granites :

a) Granite clair : Leucogranite anatectique à 2 micas (domaine des migmatites) Composition minéralogique : quartz à extinction ondulante (domaine métamorphique), feldspaths potassiques très abondants, plagioclases du type albite, oligoclase, micas : muscovite, biotite.

b) granite aplitique à grains fins (aplite) : composition minéralogique : quartz, feldspaths potassiques, plagioclases (oligoclase)

E.3.2. Groupe des rhyolites :

a) éch. 4000 roche à composition rhyolitique à mésostase recristallisée. Composition minéralogique : feldspaths potassiques automorphes, grosse sanidine, plagioclases, quartz en agrégats.

b) éch. 40002 Rhyolite felsitique alcaline. Composition minéralogique phénocristaux de : feldspaths alcalins potassiques (sanidine) phénocristaux de quartz, muscovite. Cette association est davantage alcaline que calco-alcaline. Cet échantillon est plus caractéristique des termes connus des faciès alcalins permians régionaux que des roches calco-alcalines hercyniennes.

c) éch. 4004 Rhyolite felsitique : composition minéralogique : quartz dans le fond felsitique (pas de quartz en phénocristaux), feldspaths calco-sodiques (oligoclase). Cette roche est certainement une monzonite rhyolitique (série calco-alcaline)

d) éch. 4005 Rhyolite sphérolitique : cristaux et néocrystallisation autour des phénocristaux. Composition minéralogique : quartz très nombreux, feldspaths calco-sodiques, biotite transformée en muscovite ou en chlorite, peu de feldspaths potassiques visibles en phénocristaux. Il s'agit d'une roche appartenant à la série calco-alcaline.

e) éch. 4006 Rhyolite : composition minéralogique : phénocristaux de quartz, chlorite (ancienne biotite) feldspaths calco-sodiques, peu de feldspaths potassiques (sanidine ou anorthose). Cette roche appartient à la série calco-alcaline.

f) éch. 4008 Rhyolite felsitique : composition minéralogique : quartz, feldspaths potassiques, sanidine, absence d'oligoclase et de ferromagnésiens. Il s'agit donc d'une rhyolite appartenant à la série alcaline.

g) éch. 4011 Rhyolite sphérolitique (coulée? Sommet de filon ?) texture felsitique presque microgrenue. Composition minéralogique : nombreux quartz, absence de feldspaths calco-sodiques, feldspaths potassiques sanidine maclée carlsbad (série alcaline)

Cet examen pétrographique de détail montre que l'on trouve les deux types de rhyolite calco-alcaline (éch. 4004, 4005, 4006) et alcaline (éch. 4002, 4008, 4011)

E.3.1.3. Pour compléter l'étude des galets rhyolitiques nous avons essayé de pratiquer des extractions de zircons afin de comparer les cristaux des sédiments détritiques analysés et ceux présents dans les rhyolites elles-mêmes. Si les cortèges de zircons sont similaires c'est que les galets et les éléments détritiques en grain ont une origine commune et font bien partie du même type sédimentaire.

a) les extractions ont montré que dans les rhyolites calco-alcalines les zircons sont rares (détermination d'un zircon S5, S10 dans l'éch. 4007) mais l'échantillon très petit (6 grammes traités) n'a fourni que peu de matériel.

b) les extractions opérées dans les rhyolites alcalines (éch. 4002, 4011) n'ont pas fourni de zircons.

c) Ces résultats montrent que les zircons sont absents ou très rares dans les rhyolites calco-alcalines ou alcalines prélevées ici, nous n'avons donc pas pu établir de comparaisons avec le matériel déritique comme nous en avions l'intention.

d) Des analyses effectuées par J.P. Pupin dans un gros galet de rhyolite du secteur de Toulon (Brégaillon : Permo-Trias) montrent que l'abondance des zircons n'est pas non plus très importante dans cet échantillon malgré sa taille ; ceci explique l'absence ou la rareté des cristaux dans les petits fragments de rhyolites de Mazaugues traités ci-dessus.

e) Il semble donc y avoir affinité entre les galets de Mazaugues et ceux de Brégaillon ; par contre il y aurait nette divergence avec les rhyolites provenant de l'Estérel dont la plupart des faciès sont très riches en zircons. Ces résultats suggèrent que les rhyolites alcalines et calco-alcalines rencontrées dans le cortège de Mazaugues ne proviennent pas de l'Estérel. Nous préciserons l'origine de ces roches ultérieurement (cf. chapitre minéralogie).

E.3.1.4. Conclusions :

a) Ces différentes analyses montrent la prédominance de l'origine calco-alcaline dans les sédiments de Mazaugues. L'importance des roches calco-alcalines (granites, rhyolites) dans les cortèges pétrographiques, et la détermination de zircons calco-alcalins qui ont servi à préciser la population reportée dans le diagramme I.A. I.T. le confirment.

b) Les résultats montrent également la présence de rhyolites alcalines à phénocristaux de quartz et de sanidine (éch. 4002, 4008, 4011)

c) Les deux cycles calco-alcalin et alcalin sont ainsi bien représentés mais l'origine alcaline semble nettement moins importante puisqu'elle ne ressort pas sur le diagramme typologique I.A. I.T. (absence de zircons alcalins dans les échantillons étudiés). Un substrat métamorphique ou migmatique fournit donc l'essentiel du cortège détritique ; des coulées calco-alcalines et alcalines le complètent partiellement.

d) Dans l'ensemble la grande majorité des résultats indique une dominante calco-alcaline. L'existence dans les conglomérats d'une certaine quantité de rhyolites alcalines ne prouve pas qu'il faille rechercher pour autant leur origine dans l'Estérel. En effet dans les sédiments étudiés nous ne rencontrons jamais de zircons du type Estérel (ces cristaux sont pourtant toujours très abondants dans le massif). Dans ce massif les galets calco-alcalins et alcalins ne sont jamais associés sauf dans le détritique supérieur situé en bordure de mer mais l'origine de ce matériel est certainement à rechercher dans un autre substratum (situé plus au large!...) Signalons surtout que nous n'avons jamais de roches calco-alcalines en place dans l'Estérel. La distance assez grande (150 km) qui sépare l'Estérel de la région étudiée n'est pas un argument en faveur de l'origine du matériel à partir de ce massif.

E.4. Les passées détritiques sableuses de la formation n°2 de Nans le Caumon ont fourni l'assemblage minéralogique suivant :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

staurotide (+)

zircon (++) type calco-alcalin évident, probablement rhyolitique
épidote claire (++)

tourmalines verte et brune (++) usées

sidérose (++) (enrobe tous les grains en leur donnant une teinte brune)

minéraux opaques (++)

a.2. Autres minéraux.

quartz engrenés (+++), arrondis mais le plus souvent anguleux et cassés

feldspaths potassiques (++) orthose, microline

feldspaths plagioclases (+) parfois macles et altérés myrmékite

micas : chlorite (++) vert mousse

biotite (+)

muscovite (++)

calcite secondaire et recristallisation (+)

a.3. Etude des zircons : Les cristaux observés sont très souvent arrondis ; leur origine est à rechercher dans un socle métamorphique.

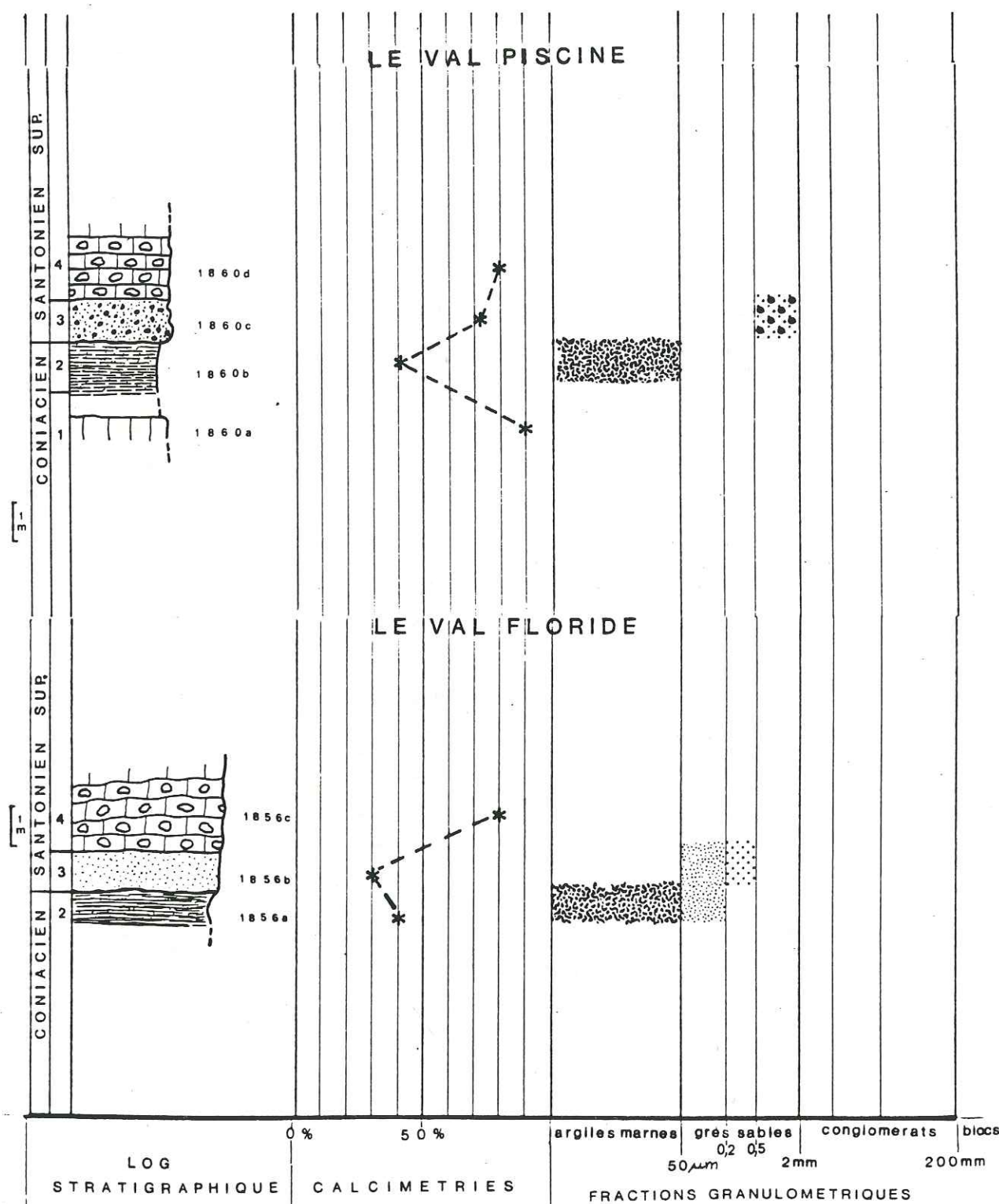
IV.3. 2.2. Variations latérales.

IV.3. 2.2.1. Les synclinaux varois :

IV.3.2.2.1.1. Le Synclinal de Camps La Source.

C'est dans le secteur de la ferme de la Présidente à l'ouest du village de Camps que les niveaux détritiques d'âge santorien sont les mieux représentés. Plan directeur Cuers 4 X = 902,0 Y = 127,0. Il s'agit de sables (2 à 6% CaCO₃) et de grès siliceux alternant avec des calcaires à rudistes et foraminifères benthiques (Miliolites) à ciment micritique. Le cortège minéralogique de la formation sablo-gréseuse comprend essentiellement de très nombreux quartz hétérométriques arrondis et anguleux, des plagioclases maclés et altérés et des micas (biotite, muscovite, chlorite) Le ciment des grès est argilo siliceux et ferrugineux. La formation sableuse

SYNCLINAUX VAROIS



se de la Présidente pourrait être l'équivalent des sables de Mazaugues (Santonien).

Au sud du village, le long de la route départementale D12 au-dessus du Turonien affleurent sur 15 à 20 m des calcaires à rudistes (> 95% CaCO₃) en bancs décimétriques ; il s'agit de wackestone-packstone à débris d'algues rouges, échinodermes, rudistes, gastéropodes et à foraminifères benthiques (Miliolites) et ostracodes. Notons la présence de fenestres. On donne un âge Sénonien supérieur à cette formation. (Babinot 1980, Tronchetti 1981)

IV.3.2.2.1.2. Le synclinal du Val entre Le Val et Bras :

a.1. Au lieu dit La Piscine : Plan directeur Brignoles 7 X = 897,0 Y = 134,4. Au dessus de la bauxite on observe :

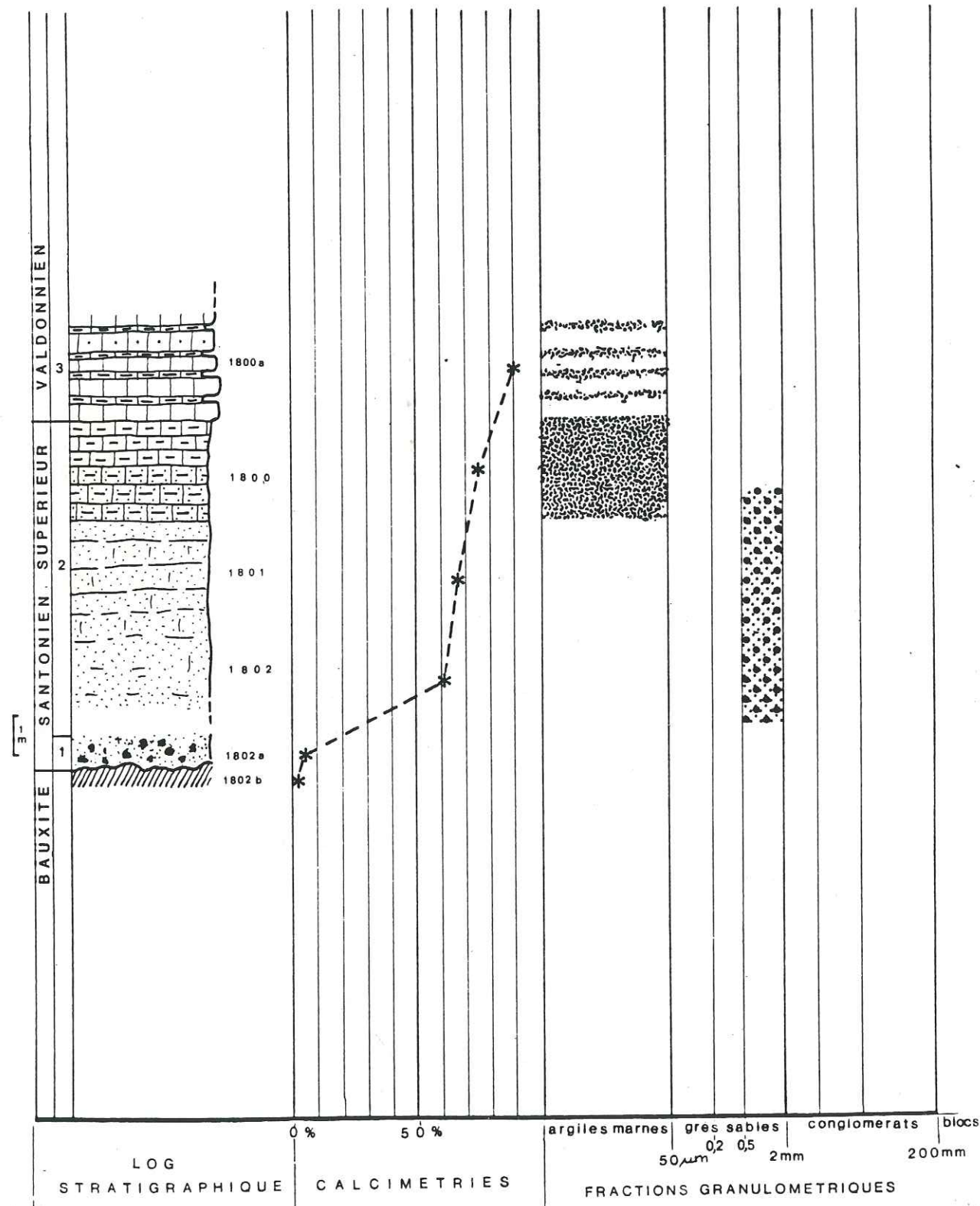
- 1) calcaires à rudistes (90% CaCO₃) invisibilité
- 2) marnes bicolores à chorophytes (1,50m) (40% CaCO₃) diastème - surface de discontinuité
- 3) grès grossiers verdâtres (73% CaCO₃) à galets de quartz (1m)
- 4) calcaires marneux noduleux blanchâtres (2m) (80%CaCO₃) très riches en microfaunes.

a.2. Coupe de la Floride : située dans le même secteur : plan directeur Brignoles 7 X = 898,4 Y = 133,4 . Comme à la Piscine, il s'agit de l'alternance de calcaires gréseux (70% CaCO₃) à quartz hétérométriques calcaires pisolithiques (78% CaCO₃) et marnes sableuses bicolores (ocres et violettes) (30% CaCO₃). Dans ces deux coupes, le Coniacien (termes inférieurs) est séparé des termes supérieur détritiques (d'âge Santonien) par une surface de discontinuité ondulée.

IV.3.2.2.1.3 Dans le secteur du lac de Carcès sur la D24 au lieu-dit les Bas-Près : plan directeur Draguignan 1 X = 911,0 Y = 138,0. Au dessus de la bauxite on observe :

- 1) sables gréseux (60 à 67% CaCO₃) avec débris de bauxite (4m)
- 2) calcaires gréseux (74% CaCO₃) passant à des calcaires marneux finement lités, gris bleutés micacés (8m) avec petits quartz anguleux. Ces calcaires livrent de débris de foraminifères benthiques, lamellibranches, gastéropodes, échinodermes et minuscules oïdes à cortex ferrugineux. Le ciment est une microsparite légèrement argileuse.

SYNCLINAUX VAROIS CARCÈS



3) Alternance de calcaires marneux feuilletés (10-20m) et de bancs calcaires (20 à 50 m) (90% CaCO₃).

Les ensembles 1 et 2 de la coupe observés directement sur la bauxite pourraient encore appartenir au Santonien.

Ces coupes traduisent la présence d'une formation sableuse très pauvre en carbonates dans le secteur de Camps-la Présidente.

A - Granulométrie des sables. (fig. 152, 165)

Les analyses concernent les secteurs de Camps la Source, du Val et de Carcès.

a1) Camps la Source : ce sont les sables et grès siliceux de la Présidente qui ont été analysés (1866). Il s'agit d'un sable moyen, assez bien classé, histogramme de fréquence peu aigu. L'étalement dimensionnel est moyen. La mise en mouvement du sédiment est relativement difficile (FH négatif) le triage est bon ; la répartition granulométrique symétrique. Les valeurs de l'écart type sont faibles ; courbe cumulative de type linéaire à tendance sigmoïde.

a2) Synclinal du Val :

*La Piscine : les analyses portent sur les sables et les grès de la formation 3. Il s'agit d'un sable grossier, mal classé, histogramme peu aigu ; étalement dimensionnel fort. La mise en mouvement est difficile (FH négatif), le triage mauvais. Répartition granulométrique symétrique. Valeur de l'écart type très faible ; courbe cumulative de type linéaire.

*La Floride : les analyses portent sur la formation détritique 1856 (b). C'est un sable fin, bien classé bien trié, histogramme aigu ; étalement dimensionnel moyen. Bien entraîné par l'agent de transport ; Asymétrie très négative : particules fines abondantes. Valeur de l'écart type moyenne : courbe cumulative complexe.

a3) Carcès : les analyses portent sur la formation calcaréo-gréseuse et sableuse n° 2. Le sédiment est un sable grossier, mal classé, mal trié ; histogramme de fréquence peu aigu. Mise en mouvement difficile (FH négatif), répartition granulométrique symétrique. Valeur de l'écart type très faible. Courbe cumulative de type linéaire parfaite.

Conclusions : Dans l'ensemble les sables des synclinaux varois sont moyens à grossiers, mal classés, mal triés. Les courbes cumulatives sont de type linéaire traduisant une évolution du sédiment peu poussée.

B - Granulométrie des grés. (fig. 175)

Ce sont les grés siliceux de la coupe de Camps la Présidente qui ont été analysés. Les histogrammes de fréquence sont étalés entre 0 et 1500 μm . Mode situé entre 600 et 700 μm (éch. 1868) et entre 100 et 1100 μm (éch. 1866) Les valeurs de la médiane (éch. 1866 : $Q_2 = 744 \mu\text{m}$; éch. 1868 : $Q_2 = 543 \mu\text{m}$) traduisent un sédiment dont les particules sont en majorité de taille moyenne à grossière. Celles de l'écart type (éch. 1866 : $\sigma = 4,91$; éch. 1868 : $\sigma = 5,85$) correspondent à un sédiment très hétérogène.

Remarque : Les résultats montrent que les sédiments sont de même type que ceux de Nans et Mazaugues.

C - Etude des quartz.

Les observations concernent les formations grés-sableuses du synclinal du Val (la Piscine) et celles du secteur de Carcès.

a) Morphoscopie :

*Carcès :

quartz N.U.L.E. 92% ; N.U.N.E. 3% ; E.L. absent ; R.M. 4%

*Le Val (Piscine) :

quartz N.U.L.E. 94% ; N.U.N.E. 0,5% ; E.L. 0,5% ; R.M. 5%

b) Morphométrie-Endoscopie : Les quartz de socle sont très abondants : de type granitique 35%, de type métamorphique 40%, de type rhyolitique 25% (dont 0,5% d'automorphes)

c) Exoscopie : (planche Q23 : photo 1 - 2) Les sédiments des synclinaux nord varois sont fortement influencés par une phase infratidale de basse énergie succédant à une phase deltaïque.

D - Minéralogie des argiles : Synclinaux varois. (fig. 188, 189)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) Synclinal de Camps la Source : au lieu dit la Présidente : les smectites dominant, la kaolinite est abondante, l'illite est rare. Le long de la D12 la kaolinite est moins abondante, les smectites dominant largement

l'illite reste rare.

b) Entre le Val et Bras (la Floride, la Piscine) Les smectites sont abondantes, la kaolinite et l'illite sont dans les mêmes proportions

c) Dans le secteur de Carcès les échantillons étudiés subissent l'influence de la bauxite sous-jacente, l'assemblage minéralogique est de ce fait caractérisé par la prédominance de la kaolinite, les interstratifiés 10.14S. 14C. 14S. et l'illite sont assez bien représentés.

2) Observations au MET : Elles ont été effectuées sur un échantillon smectitique du secteur du Val - la Piscine (éch. 1860). Les smectites se présentent sous la forme de petites particules floconneuses à contours diffus, les illites étant plus grosses et à contours nets.

E - Minéralogie. (fig. 203, 204, 212, 213)

E.1. Les formations détritiques du secteur de la Présidente - Camps la Source montrent une association minéralogique et pétrographique très caractéristique.

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

disthène (+) usé roulé

zircon (+++)

tourmaline brune (++)

rutile, anatase (+) monazite

sidérose (à cristallisation rayonnante) (+)

L'origine de ces minéraux est à rapporter à un substrat métamorphique.

a.2. Autres minéraux :

quartz : peu de phénocristaux, cristaux plus ou moins subautomorphes, autour de certains quartz auréoles avec felsites en peigne, quartz engrenés visibles sur de grandes surfaces.

feldspaths potassiques (++)

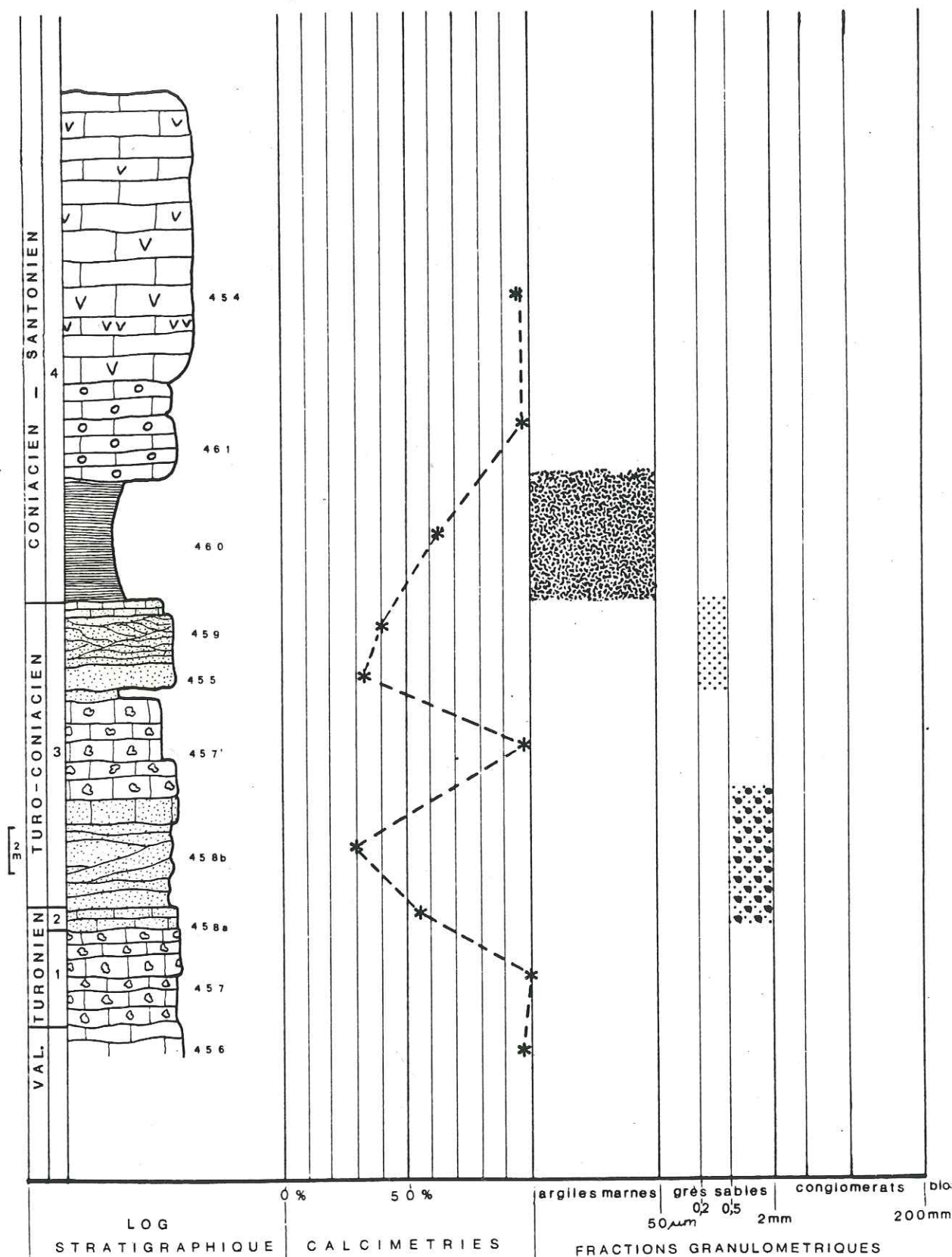
plagioclases maclés plus ou moins altérés (++)

micas : biotite (++) muscovite (+++) dominante, chlorite (+)

calcite interstitielle de néoformation (+)

a.3. Etude des zircons : Les cristaux se répartissent suivant une aire de distribution assez large avec prédominance des type S (type U rares) S2, S13, S14, S17, S18, S18. Dans le diagramme (I.A. I.T.) le

DAURENGUE



point moyen a pour coordonnées (I.A,I.T)=(413 485) . Dans l'ensemble l'origine des cristaux est à rapporter à un socle métamorphique ; on note également la présence de quelques cristaux d'origine calco-alcaline.

b) Pétrographie : Fragments dioritiques ou granodioritiques, fragments de quartzites (S.L.) fragments de rhyolites.

E.2. Les formations détritiques des autres secteurs varois : Le Val (Floride, Piscine) montrent un cortège minéralogique de type métamorphique ; les minéraux en très bon état n'ont pas été "roulés" très longtemps. S'ajoutent au cortège de minéraux lourds précédents :

- grenat (++) petit et pointu
- staurotide (++)
- zoisite (+)

L'étude des zircons révèle des cristaux en bon état, de type S (S8, S18, S23 dominants) mais les comptages trop peu nombreux ne nous permettent pas de considérer l'échantillonnage comme très représentatif du secteur. Dans l'ensemble les cristaux de la Piscine et de la Floride traduisent une dominante de type métamorphique ; on note également la présence de zircons et de quartz rhyolitiques de type calco-alcalin.

IV.3. 2.2.2. Le secteur de Daurengue (Ste Baume) : Des faciès détritiques ont pu être étudiés dans une série appartenant à la couverture autochtone d'âge crétacé supérieur du massif de la Ste Baume. Cette série est localement superposée au Valanginien du dôme de la Lare. On peut étudier ces séries détritiques le long de la D45 A qui relie Auriol au Plan d'Aups (Daurengue). Plan directeur Aubagne 4 X = 870 - 871 Y = 119,6 - 120,0. Au dessus des calcaires blancs du Valanginien on observe :

- 1) un ensemble de calcaires grumeleux contenant des oncolites, des rudistes (Vaccinités praegigantéus, Durania cornupastoris), des polypiers et des chaetétidés.
- 2) calcaires gréseux noirâtres à débris d'ostréidés. Présence de joints ondulés (1m) (Les formations 1 et 2 appartiennent au Turonien)
- 3) grès roux à entroques (30 à 40% CaCO₃) à stratifications obliques et graded bedding avec intercalation de calcaires grumeleux (10m). On note la présence de quartz petits et anguleux, rares feldspaths et grain glauconieux. Ces grès ont livré des algues rouges (Mélobésiées) des fora-

minifères benthiques (Milioles, Rotalina) des échinodermes et ostréidés. Cet ensemble laisse présager des conditions écologiques particulières : différences de salinité, exposition, conditions de température. La texture des grés est de type packstone et la matrice micritique est légèrement argileuse. Il s'agit du passage Turonien-Coniacien inférieur. (pl. M5 ph. 17 18)

4) La coupe se poursuit dans des formations microbréchiqes, calcaréo-marneuses puis se termine par un ensemble franchement carbonaté avec retour à un épisode marin plus franc. Il s'agit donc de mudstone à algues rouges (Mélobésiées), foraminifères planctoniques, benthiques, (Dicyclines, Cunéolines, grosses Milioles) rudistes (Radiolitidés) échinodermes et serpulidés. On donne un âge Coniacien-Santonien à cette formation

Quelques prélèvements complémentaires ont été effectués dans le Santonien calcaire au Nord de Daurengue sur la retombée Nord du dôme de la Lare. A la base : formation détritique, riche en sable (30% CaCO₃), cordons de galets, et niveaux charbonneux (éch. 451, 452, 453). Le sommet de la formation représenté essentiellement par des calcaires gréseux bioclastiques comprend de nombreux quartz petits et anguleux, des micas et grains glauconieux, foraminifères benthiques à tests calcaires agglutinants (Textulaires) (fantomes de foraminifères, parfois dissolution des tests, milieu très acide). La matrice est microsparitique (450). On donne un âge santonien à cet ensemble.

A - Granulométrie des sables. (fig. 153, 166)

Les analyses ont été faites dans la formation détritique riche en sables de la retombée du dôme de la Lare (éch. 451) et dans les grés roux à entroques de la formation n°3 de la coupe de Daurengue-La Ste Baume. La taille moyenne des sédiments est celle d'un sable grossier. Les sédiments sont mal classés, très mal triés ; histogrammes de fréquence peu aigu ; étalement dimensionnel très fort : particules de taille différentes facteur hydrodynamique négatif : sédiment difficilement entraîné par l'agent de transport. Courbes cumulatives et répartition granulométriques symétriques valeur de l'écart type de la distribution très fragile ; courbes cumulatives de type linéaire parfaites.

B - Granulométrie des grés. (fig. 176)

Les analyses ont porté sur les calcaires gréseux bioclastiques de la retombée nord du dôme de la Lare et sur les grés roux à entroques et stratification oblique de la formation 3 de la coupe de Daurengue.

*Dôme de la Lare : (éch. 450) Histogramme compris entre 0 et 200 μ m. Mode entre 0 et 100 μ m. Les 2 observations nous renseignent sur l'extrême finesse du sédiment. Médiane (Q₂ = 95 μ m) très significative d'un sédiment très fin. Ecart type (σ = 17,09) caractéristique d'un sédiment très homogène

*Daurengue La Ste Baume (éch. 459) Histogramme bien regroupé entre 0 et 400 μ m ; mode entre 100 et 200 μ m. Médiane (Q₂ = 211 μ m) significative d'un sédiment fin. Ecart type (σ = 12,97) montrant également une bonne homogénéité du sédiment.

Remarque : ces échantillons sont caractérisés par la finesse de leurs particules réparties dans un petit nombre de classes granulométriques.

C - Etude des quartz.

Les observations ont porté sur les quartz des formations détritiques de la coupe de Daurengue.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 92% ; N.U.N.E. 4,5% ; E.L. 0,5% ; R.M. 4%

b) Morphométrie-Endoscopie : nous n'avons pas effectué de comptage ; on note la présence de quartz de socle : essentiellement xénomorphes de type métamorphique et granitique ; les quartz rhyolitiques sont également représentés.

c) Exoscopie (planche Q23 : photo 3) Les échantillons étudiés montrent la présence d'anciennes traces de choc (éolisation) exploitées par les figures de néogénèse traduisant un épisode deltaïque important.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 190, 191, 192)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

a) Dans le secteur de Daurengue-La Ste Baume la kaolinite est dominante, les smectites sont presque aussi abondantes ; l'illite et les minéraux interstratifiés de type 10.14S. et 14C.14S. sont rares mais toujours présents.

b) Dans les secteurs de la retombée nord du dôme de la Lare (Santonien) et du vallon de Bettors (Coniacien) les smectites sont largement représentées ; la kaolinite, l'illite et les interstratifiés 10.14S sont présents ou à l'état de traces.

2) Analyses chimiques : Nous avons effectué une analyse chimique totale des formations sablo-gréseuses de la Lare très riches en smectites (9/10) (éch. 451)

Echantillon : 451										Site : LARE SAINTE-BAUME											
X										P. P. M.										Σ	
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅		Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	CaCO ₃	TOTAL
49,55	3,84	2,38	21,70	0,74	0,06	0,93	0,20	nd		274	163	137	13	10	14	35	4	25	70	38,73	96,43

Les résultats montrent qu'il s'agit d'un sédiment très siliceux relativement carbonaté.

3) Observations au MET : Elles montrent de grosses smectites à contours floconneux et quelques grosses illites d'apparence assez fraîche.

E - Minéralogie. (fig. 205, 214)

Dans le secteur de Daurengue et de la retombée du dôme de la Lare, les formations gréseuses bioclastiques sont caractérisées par le cortège minéralogique suivant :

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

staurotide (++)

zircon (++)

tourmaline verte usée (++)

grenat (+)

rutile anatase (+)

grains glauconieux (+)

minéraux opaques (+) et limonite (+)

a.2. Autres minéraux :

quartz (++) petit et anguleux à subanguleux parfois golfes de corrosion

feldspaths (+)

micas (+++) biotite et muscovite sous forme de paillettes et d'aiguilles ; chlorite (+)

calcite secondaire (+)

a.3. Etude des zircons : On observe deux aires de répartition de population avec prédominance des types S sur les types U plus rares ; la plus importante de ces aires est située dans le secteur des types S1, S2, S3, S6, S7, S8 et l'autre autour du type S19. Dans le diagramme (I.A. I.T.) le point moyen s'accorde bien avec un caractère métamorphique : (I.A, I.T.) = (367, 421). Dans l'ensemble les cristaux ont une origine à rapporter dans un domaine anatectique dominant largement les influences de type calco-alcalin.

IV.3.2.2.3. Massif d'Allauch : Petite Tête Rouge.

Le Turonien se termine par des alternances de marnes à Polypiers et de marnes et calcaires marneux à rudistes et gastropodes dont la micro-faune présente déjà des affinités sénoniennes. (formation 7)

Le Coniacien est constitué de l'alternance de formations détritiques calcaréo-gréseuses à stratifications obliques et de calcaires bioclastiques dans lesquels peuvent s'intercaler de petites lentilles carbonatées (15 à 20m). Ces calcaires bioclastiques livrent des algues rouges (Mélobésiées) des foraminifères benthiques (Miliolidés très petits, Lituolidés, Textulaires), des bryozoaires, des rudistes (Hippuritidés et Radiolitidés) et des échinodermes. Notons encore la présence de péloïdes. Toutes les formations étudiées sont très carbonatées : 89 à 90% de CaCO₃.

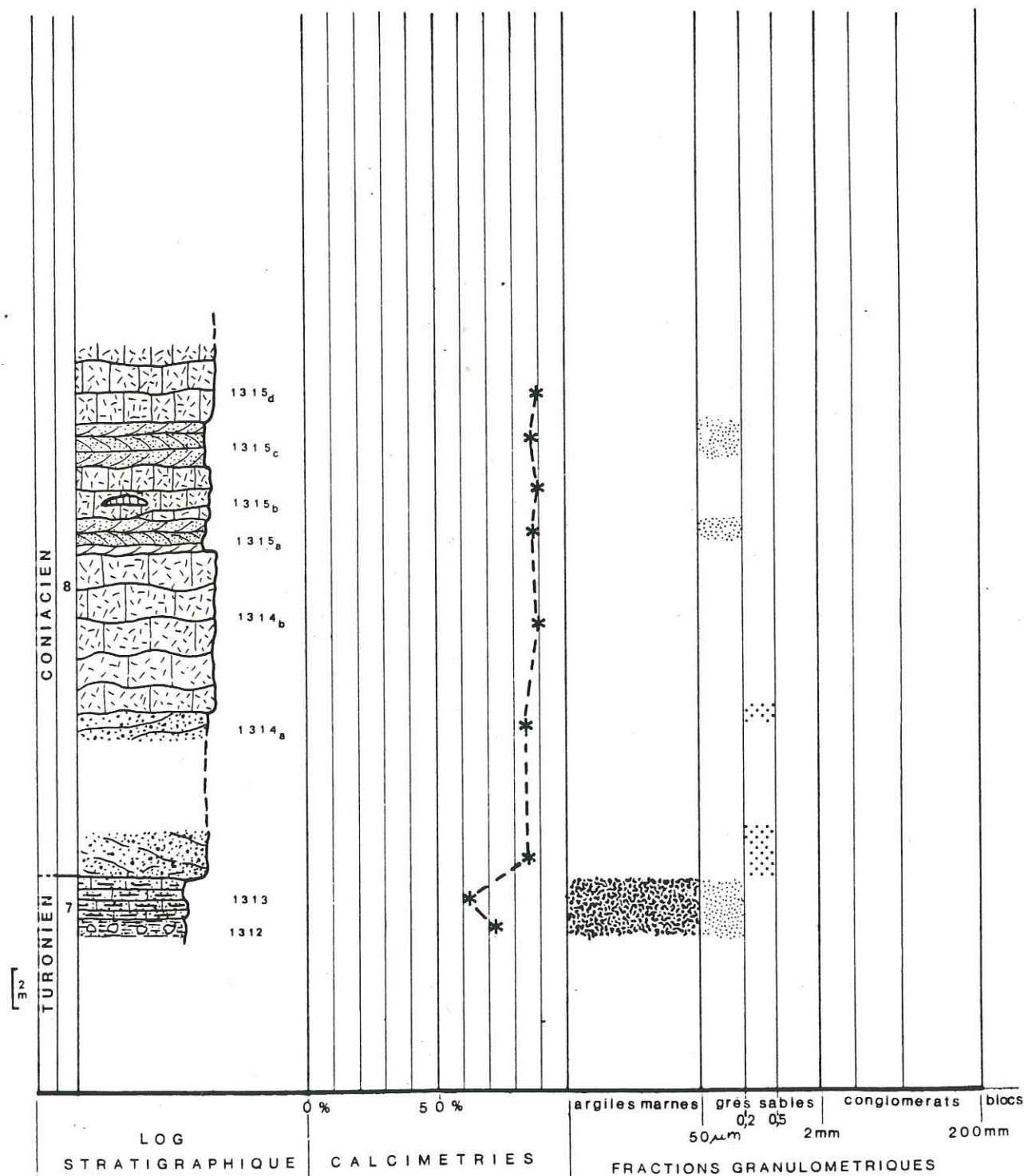
A - Minéralogie des argiles.

L'ensemble des échantillons est caractérisé par la prédominance des smectites ; l'illite parfois aussi abondante (sommet de la formation) est bien représentée dans tout le profil ; la kaolinite semble diminuer au fur et à mesure que l'on se rapproche du sommet de la coupe ; les interstratifiés 10.14S. sont partout présents.

IV.3.2.2.4. Coupe du rivage de l'Etang de Berre à Martigues :

Il s'agit de la coupe relevé par Vasseur : Le Sénonien inférieur (80m) se caractérise essentiellement par l'alternance de bancs calcaires à rudistes (Wackestone), foraminifères benthiques (Textulaires, Dicyclines, Miliolés) et de bancs moins compacts marneux et ligniteux. Le sommet de la coupe (fin du Santonien et passage aux formations fluvio-lacustres) est bien visible au lieu dit La Cacharelle entre Martigues et Lavéra.

ALLAUCH



A - Minéralogie des argiles. (fig. 193)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : Dans les assises supérieures carbonatées de la coupe vasseur la composition du cortège minéral montre la prédominance des smectites. L'illite et la kaolinite peuvent cependant être assez abondantes.

2) Analyses élémentaires semi-quantitatives : la microanalyse couplée au MEB a permis d'analyser l'échantillon 1018 très riche en smectites (9/10)

Echantillon : 1018			Site : VASSEUR		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
70	20	4,3	2,8	1,0	1,6

Les résultats ci-dessus suggèrent de rapprocher ces minéraux smectitiques de la variété alumineuse.

3) Observations au MET : Le même échantillon a fait l'objet d'observations au MET ; nous avons distingué un fond floconneux composé essentiellement de petites smectites à contours flous, les particules se regroupant en paquets irréguliers.

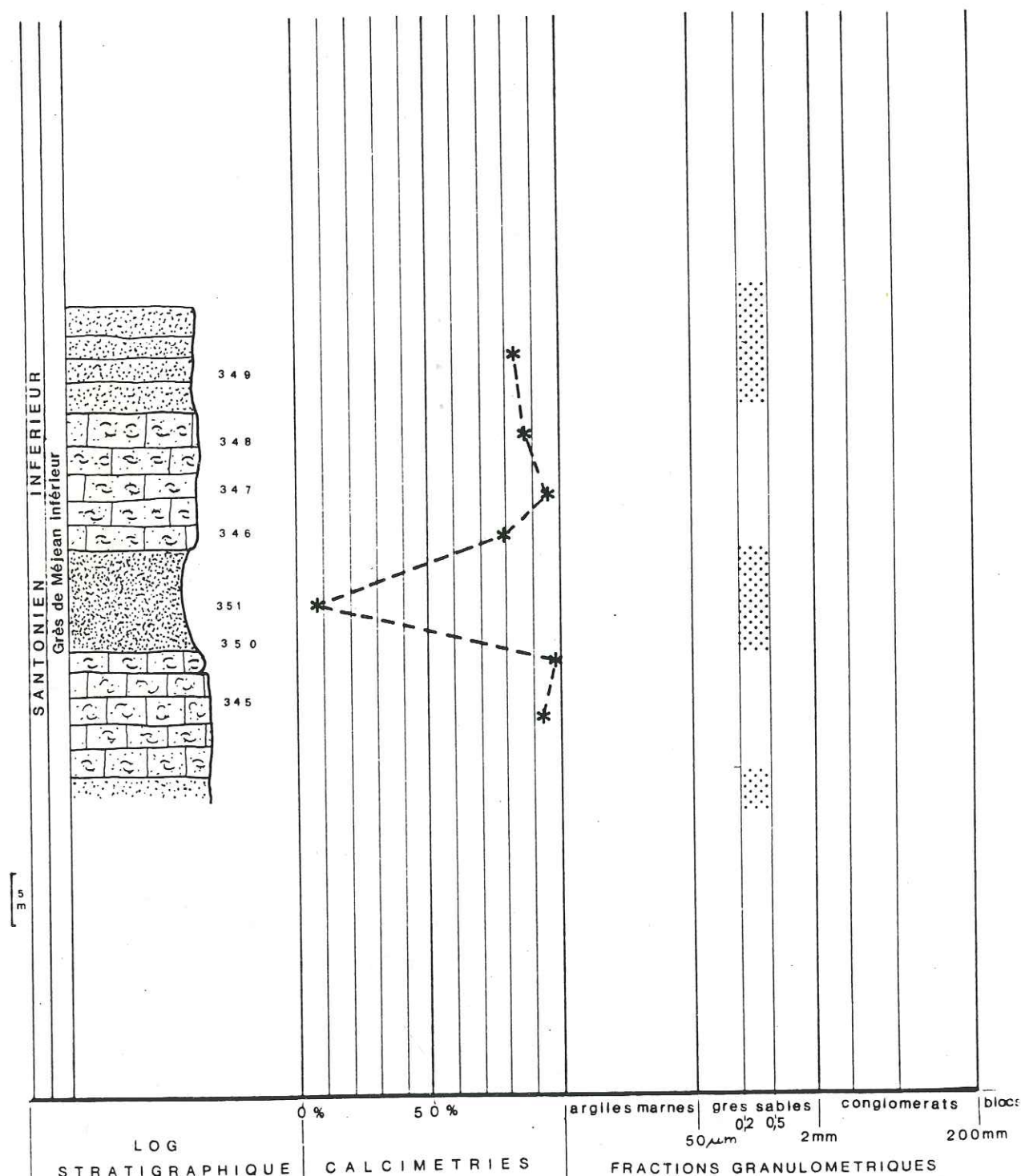
IV.3.2.2.5. Le synclinal d'Ensues-La Redonne.

Au dessus des calcaires à rudistes de l'Erevine-Méjean et du Puits St Antoine, il existe deux grands ensembles lithologiques superposés : les "grès de Méjean" et les "marnes de Figuières".

a) Les grès de Méjean : Ils constituent une épaisse formation (200 à 250m) depuis le Cap Méjean à l'est jusqu'à la Calanque de l'Escalayolles à l'ouest. Plan directeur Marseille 3 X = 833,8 Y = 118,6.

L'ensemble est constitué par l'alternance de bancs de grès coquilliers, de calcaires gréseux et d'horizons sableux.

MÉJEAN



a.1. partie inférieure de cette unité : la formation sableuse (8% CaCO_3) a livré de nombreux quartz hétérométriques arrondis ou anguleux, des micas, des feldspaths, et des nodules ferrugineux ; on n'y observe pas ou peu de débris bioclastiques. Dans les grès et calcaires gréseux (80 à 100% CaCO_3) qui constituent la majeure partie de la formation on note la présence d'algues rouges (Mélobésiées) de foraminifères benthiques (Miliolidés, Dicyclines Cunéolines), de bryozoaires, d'échinodermes et de débris de rudistes (Radiolitidés).

a.2. la partie supérieure est bien visible à l'entrée du port de Figuières. On observe des bancs de grès noirâtres (45 à 55% CaCO_3) grossiers à débris bioclastiques riches en lamellibranches (Ostréidés, Pectinidés) et foraminifères benthiques (Lacazina compressa). Quand on "monte" dans la série ces grès deviennent de plus en plus marno-sableux et passent progressivement à la formation dite des "Marnes de Figuières".

b) Les marnes de Figuières : Une bonne coupe est visible sur le rivage ouest du port de Figuières. Plan directeur Marseille 2 X = 833,2 Y = 118,6. En continuité avec les grès de Méjean on observe :

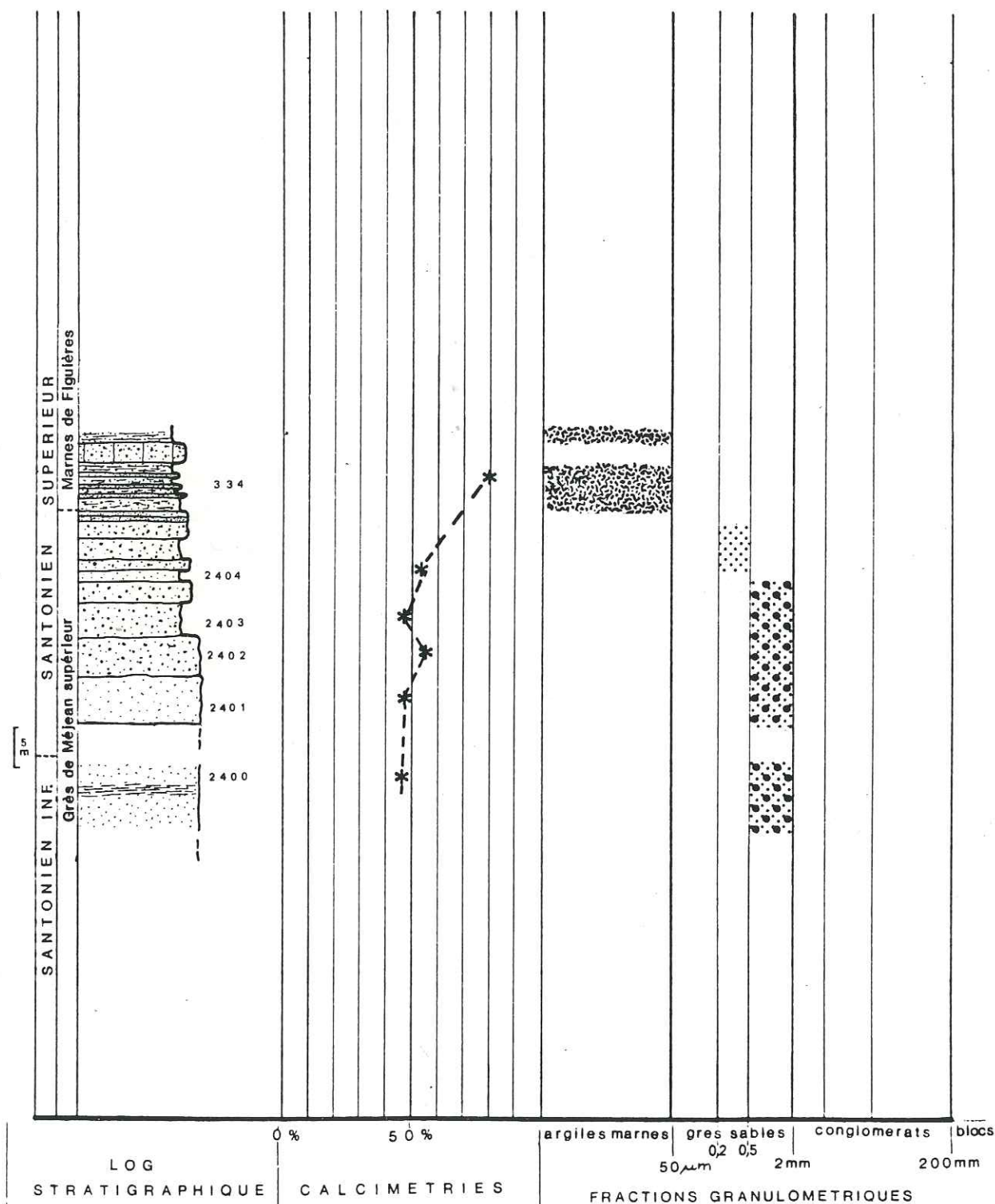
b.1. Sables (19% CaCO_3) et bancs gréseux (80% CaCO_3) (10m) : riches en petits quartz anguleux, feldspaths et micas. Dans les grès parmi les bioclastes, on note la présence de foraminifères benthiques (Milioles) et de lamellibranches. Leur matrice est une micrite argileuse.

b.2. Alternance de marnes sableuses (40 à 50% CaCO_3) de marnes noduleuses bleutées ou noirâtres (50 à 70% CaCO_3) et de joints marneux pyriteux (50m) avec localement quelques niveaux à rudistes. Les marnes sableuses sont riches en petits quartz anguleux et grains glauconieux ; des foraminifères benthiques (Textulaires, Milioles) constituent l'essentiel des bioclastes. La matrice est argileuse.

b.3. Ensemble gréso-sableux roux : les sables (3% CaCO_3) sont très riches en petits quartz anguleux, feldspaths, micas (Muscovite surtout) et grains glauconieux. Les grès (10 à 30% CaCO_3) présentent une microfau-ne très abondante : on note essentiellement la présence de foraminifères benthiques (Textulaires, Milioles). La matrice est argileuse.

La partie supérieure des grès de Méjean se situe dans le Santonien supérieur (niveau à Lacazina compressa) ; les marnes de Figuières

MEJEAN



qui leur sont superposées auraient donc un âge Santonien supérieur à terminal. On peut ainsi placer la limite Coniacien-Santonien dans les grès de Méjean.

A - Granulométrie des sables. (fig. 154, 155, 167, 168)

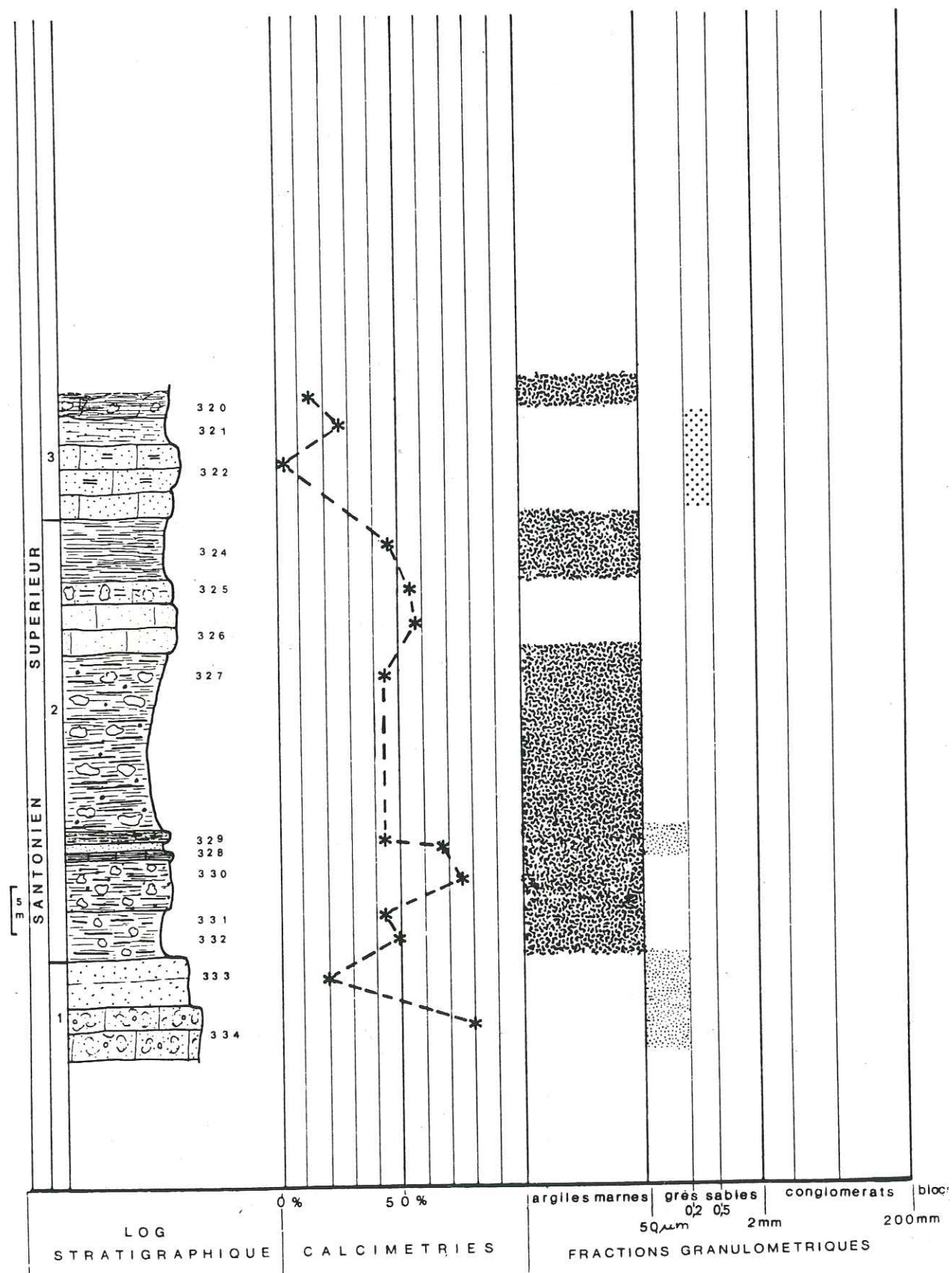
A -1. La formation sableuse inférieure de l'unité de Méjean : (éch. 351) : la taille moyenne du sédiment est celle d'un sable fin, bien classé, histogramme de fréquence moyennement aigu. L'étalement dimensionnel est faible : les particules transportées ont la même taille : énergie constante, régime hydrodynamique bien établi. Le sédiment est bien entraîné par l'agent de transport. Le triage est bon. Asymétrie négative : importance de la fraction fine. L'écart type est moyen. Courbe cumulative de type sigmoïde.

A - 2. La formation gréseuse de la partie supérieure des grès de Méjean ; (éch. 2400 2403) Les sédiments composant la partie médiane de la coupe ont une taille moyenne qui est celle d'un sable grossier mal classé, mal trié, les histogrammes de fréquence sont peu aigus. L'étalement dimensionnel fort. Le sédiment est difficilement mis en mouvement (FH négatif). Courbes cumulatives symétriques ou d'Asymétrie négative (particules fines qui se classent). Les valeurs de l'écart type sont faibles : Les courbes cumulatives sont de type linéaire. Les sédiments de la partie sommitale de la coupe (2404) ont la taille moyenne d'un sable fin, bien classé bien trié. Le sédiment est facilement entraîné par l'agent de transport. L'asymétrie très négative atteste l'abondance des particules fines. Les valeurs de l'écart type sont moyennes. Courbe complexe avec reliquat de particules grossières et triage important des particules fines.

Conclusions : Les sédiments composant les parties inférieures et sommitales de l'unité de Méjean sont fins et bien classés, les courbes cumulatives de type sigmoïde et complexe ; ceux de la partie médiane seraient plus grossiers et mal classés, courbes cumulatives de type linéaire (apport en masse, régime instable, compétence irrégulière).

A - 3. Marnes de Figuières : les analyses ont porté sur l'ensemble des grès roux de l'unité supérieure 3 des marnes de Figuières. Le sédiment a la taille moyenne d'un sable fin, bien classé, très bien trié ; histogramme de fréquence aigu. L'étalement dimensionnel est faible les

FIGUIERES



particules sont de même taille. Le sédiment est facilement mis en mouvement par l'agent de transport. L'asymétrie négative indique l'abondance de particules fines. L'écart type est relativement élevé ; courbe cumulative de type complexe à tendance sigmoïde (les particules fines abondantes se classent bien ; reliquat de grossiers) (tendance au classement)

Conclusions : Les tendances granulométrique de la partie sommitale des grès de Méjean et celles des marnes de Figuières sont identiques : sédiment fin, bien classé, bien trié, courbes complexes. Après un dépôt de sables et grès grossiers en régime hydrodynamique instable à compétence irrégulière (partie médiane supérieure des grès de Méjean) l'énergie diminue et devient constante : les particules fines commencent à se classer.

B - Granulométrie des grès. (fig. 177)

Les analyses concernent les sables et les bancs gréseux de la base de la coupe (formation 1) des marnes de Figuières. Histogramme de fréquence regroupé entre 0 et 200 μ m. Mode entre 0 et 100 μ m. Médiane ($Q_2 = 94 \mu$ m) indiquant un sédiment très fin. Ecart type ($\sigma = 17,19$) typique d'un échantillon très homogène.

C - Etude des quartz.

C - 1. Les observations concernent l'ensemble des grès de Méjean constitué par l'alternance de bancs de grès, calcaires gréseux et horizons sableux.

1) Partie inférieure :

a) Exoscopie : (planche 19 : photo 1 et 2) les observations montrent des traces d'actions mécaniques résultant d'un épisode éolien ancien auquel aurait succédé un transport dans un milieu marin infratidal de basse énergie.

2) Partie supérieure (planche 19 : photo 3 à 6)

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 98% ; N.U.N.E. 0,5% ; E.L. 0% ; R.M. 1,5%

b) Exoscopie : les quartz des grès de Méjean montrent des traces d'actions mécaniques résultant d'une ancienne éolisation (croissant et V de choc). Un épisode deltaïque lui fait suite ; les figures de néogénèse qui en résultent sont ensuite polies par la reprise aquatique des grains (milieu marin, infratidal de basse énergie) ; une pellicule écaillée

s'installe sur les faces planes des grains et semble indiquer une évolution pédologique finale.

C - 2. Les observations exoscopiques (planche 19 : photo 7) concernent les quartz de la formation gréseuse supérieure n°3 des marnes de Figuières. Ailleurs, les cristaux, trop petits n'ont pas permis une analyse exploitable. Dans leur ensemble les échantillons étudiés traduisent l'importance d'un épisode deltaïque.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 194,195,196)

1) Analyse minéralogiques de la fraction argileuse.

a) La partie inférieure de la formation des grés de Méjean est caractérisée par la prédominance des smectites, la kaolinite et l'illite sont cependant en quantités abondantes, les interstratifiés 10.14S. sont présents ou à l'état de traces.

b) La partie supérieure des grés de Méjean montre la prédominance des smectites, l'illite reste abondante, les interstratifiés sont à l'état de traces ; on note l'absence de la kaolinite.

c) L'éventail minéralogique qui caractérise toutes les formations de l'ensemble des marnes de Figuières est pratiquement identique à celui observé dans la partie supérieure des grés de Méjean ; smectites prédominantes, illite abondante, interstratifiés et kaolinite absents ou à l'état de traces constituent le cortège.

2) Analyses élémentaires semi-quantitatives : un échantillon (2400 riche en smectites (9/10), appartenant à la partie supérieure des grés de Méjean a fait l'objet d'une étude ponctuelle à la microanalyse couplée au MEB. Les résultats ont permis de ranger les minéraux observés dans la catégorie des smectites alumineuses.

Echantillon : 2400			Site : MEJEAN		
%					
Si	Al	Fe	Ca	Mg	K
61,0	26,0	7,1	0,3	0,9	4,7

3) Observations au M.E.T. : celles-ci effectuées sur le même échantillon que précédemment montrent que les smectites apparaissent sous la forme de petites particules floconneuses, les illites plus rares et de petites tailles sont bien cristallisées et paraissent relativement fraîches.

E - Minéralogie. (fig. 206,215,216,217 planche Z2 photo i,l)

1) Les formations gréseuses et marno-sableuses de Méjean-Figuières ont livrés des associations minéralogiques tout à fait comparables.

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds :

disthène (+)

staurotide (++) et staurotide cannelée (+)

zircon (++)

épidote (+) verte (marnes de Figuières)

tourmaline brune et bleu (++)

rutile (+) anatase (+)

corindon (+)

grains glauconieux (++)

oxyde de fer (+) et minéraux opaques (+)

a.2. Autres minéraux :

quartz (+++) quartz avec golfe de corrosion (des rhyolites)

quartz engrénés à extinction roulante (granites)

cristaux anguleux à sub-anguleux

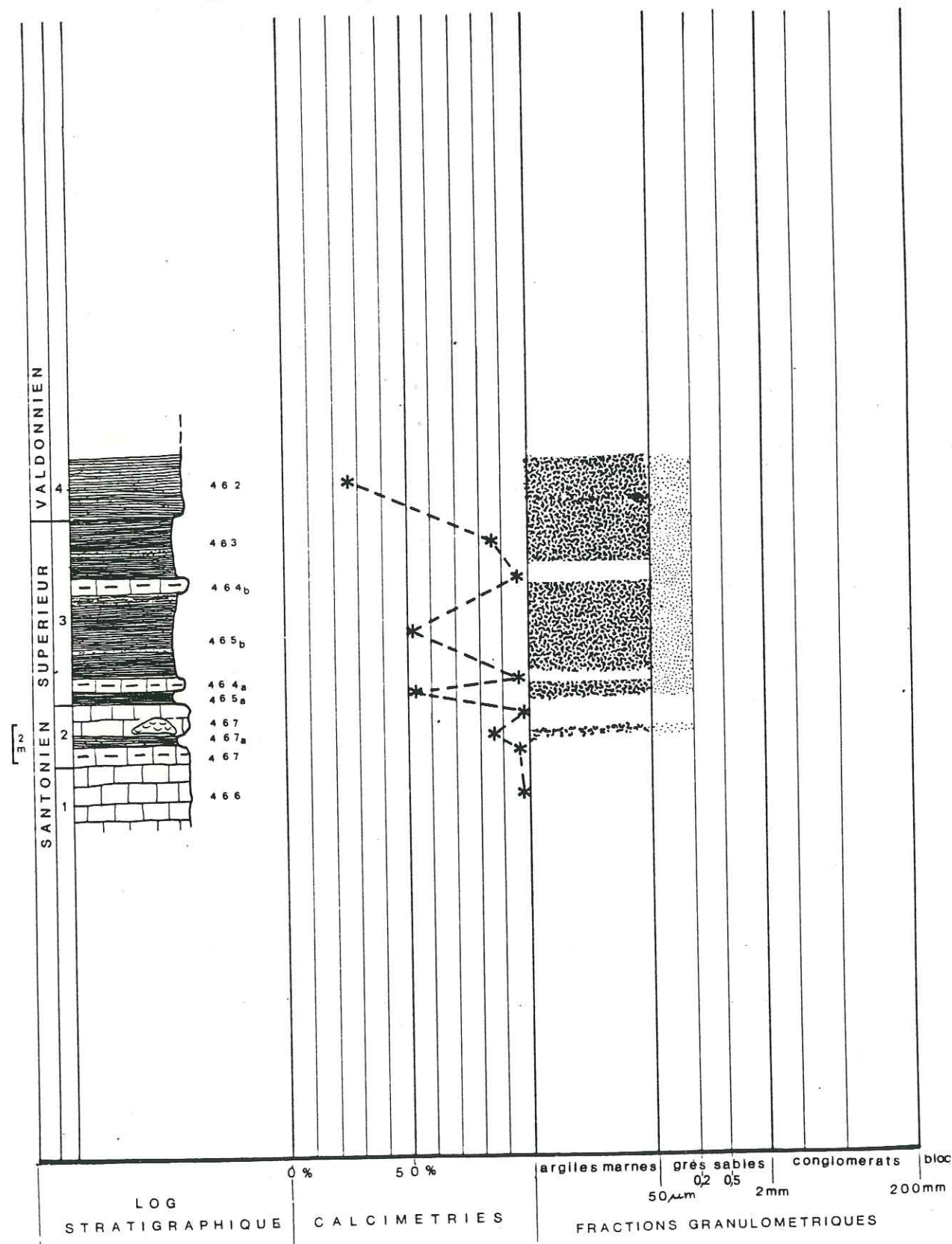
feldspaths (+)

micas en très bon état : biotite (++) muscovite (+++) chlorite vert mousse (++)

calcite (+)

a.3. Etude des zircons : Les cristaux montrent un étalement des populations bien caractéristique avec prédominance des types S (rares types U). Dans les diagrammes (I.A. I.T.) les points moyens ont les coordonnées suivantes : Méjean éch. 2400 (I.A. I.T)=(387, 508) ; Méjean éch. 2403 (I.A. I.T)=(418, 515) ; Figuières éch. 321 (I.A. I.T)=(462, 524). Dans l'ensemble on observe un mélange de zircons d'origine calco-alcaline et métamorphique avec cependant prédominance des cristaux d'origine métamorphique.

STE BAUME BRASQUE



IV.3.3. Le Santonien supérieur et la régression anté-campanienne.

IV.3. 3.1. Massif de la Ste Baume.

Coupe de la ferme de la Brasque : cette coupe est située au Sud-ouest du village du Plan d'Aups Plan directeur Aubagne 4 X = 873,4 ; Y = 119,2.

1 - Calcaires noduleux (3m) (>95% CaCO₃) à rudistes et calcaires argileux à foraminifères benthiques (Milioles)

2 - Calcaires à rudistes (>95% CaCO₃) et marnes avec niveaux construits à huîtres (3m)

3 - Succession de bancs calcaréo-argileux (96% CaCO₃) avec horizons argilo-sableux (50 à 86% CaCO₃) devenant prépondérants vers le haut et beaucoup plus ligniteux (10m) ; riche faune de mollusques à tests blancs.

4 - Argilites, lie de vin ou grises, marno-sableuse (27% CaCO₃) constituant le vallon de la Brasque.

Les niveaux (2) et (3) appartiennent à "l'écozone du Plan d'Aups" dont c'est la région type ; cette écozone datée du Santonien terminal représente une zone de transition stratigraphique et paléographique entre le Santonien supérieur à rudistes et le Valdonnien à faciès fluvio-lacustre(4)

A - Minéralogie des argiles.

Analyses minéralogiques de la fraction argileuse :

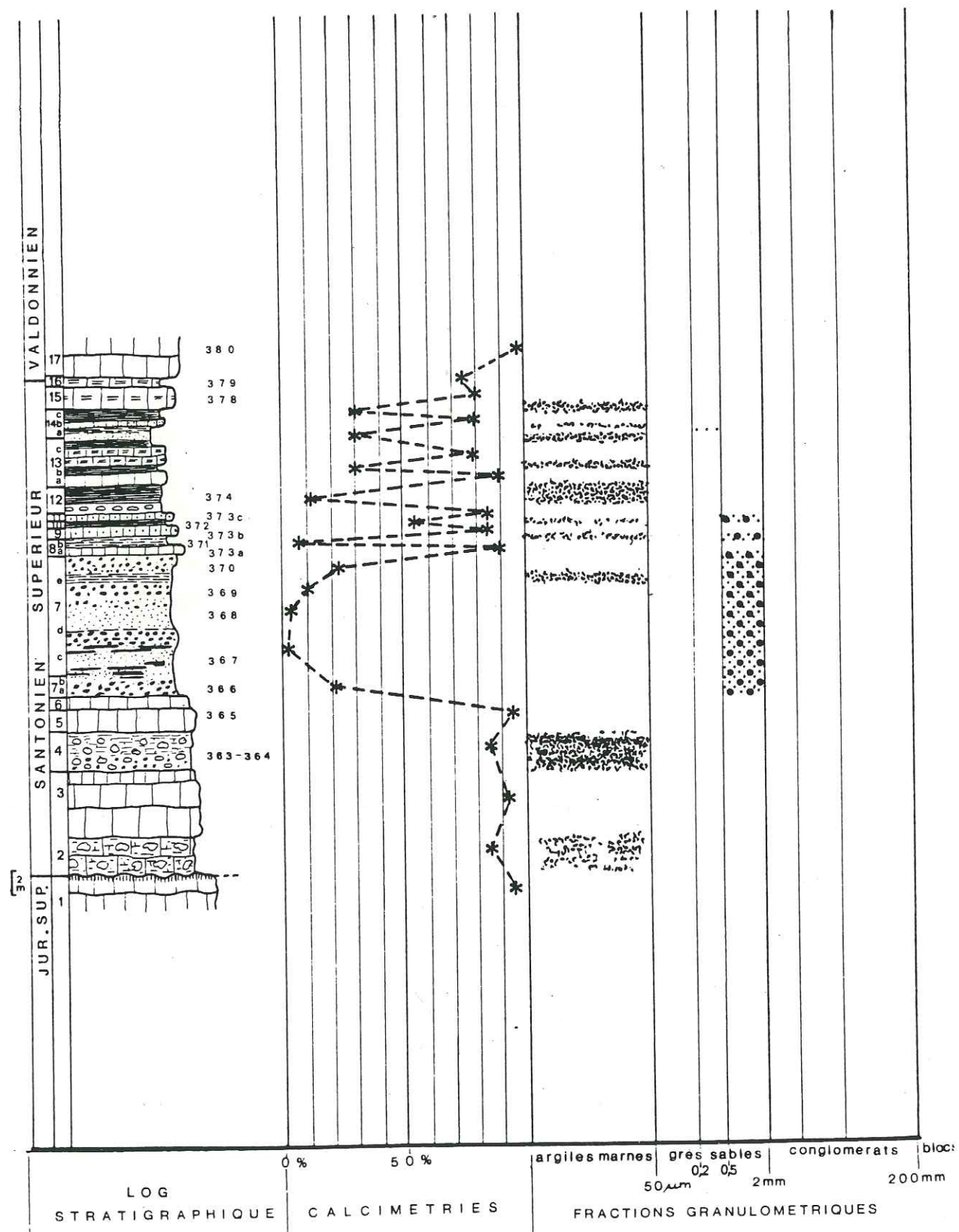
a) L'éventail minéralogique des formations 1, 2 et 3 est absolument similaire. Il montre la prédominance de la kaolinite, l'illite est assez abondante ; les minéraux interstratifiés de type 10.14S. et 14C. 14S. sont présents ; il n'y a pas de smectites.

b) Les formations marno-sableuses fluvio-lacustres (Valdonnien) sont caractérisées par l'abondance des smectites ; on note la présence d'un peu de kaolinite et d'illite.

IV.3.3.2. Massif du Regaignas.

IV.3.3.2.1. Coupe de Branguier : Elle est située le long de la route nationale 8 bis, au Sud Ouest du village de Peynier. Plan directeur Aix 7 X = 866,0 Y = 131,1.

BRANGUIER



1) Au-dessus des calcaires blancs du Jurassique supérieur affectés à leur sommet de surfaces durcies avec perforations on observe :

2) Calcaires grumeleux à rudistes avec passées argileuses (3m)
3) Calcaires noduleux jaunâtres à rudistes et micrites à foraminifères benthiques (Miliolites)

4) Marnes calcaires plus ou moins sableuses (2m) à nodules calcaires à rudiste, polypiers, chaetétidés (3m)

5) Calcaire compact couronné par un biostrome à rudistes (Radiolitidés et Hippuritidés) (2m)

6) Calcaires noduleux à rudistes et foraminifères benthiques (1m) (Miliolites)

7) Cette formation de 7 m d'épaisseur comprend :

7a) grès calcaires à nombreux quartz hétérométriques anguleux et feldspaths. On observe quelques débris bioclastiques de foraminifères, rudistes (abondamment perforés) lamellibranches (Ostréides), échinodermes. La matrice est sparitique.

7b) sable moyen à grossier, gris et ocre, plus ou moins consolidé constitué essentiellement de quartz, feldspaths et micas ; on note également la présence de quelques lentilles ligniteuses et galets de calcaires. Cette formation a livré quelques bioclastes d'échinodermes et de brachiopodes.

7c) sable siliceux moyen à grossier riche en quartz grossiers anguleux et feldspaths. Il n'y a pas de bioclastes. La matrice est argilo-siliceuse et ferrugineuse.

7d) sable moyen à grossier siliceux riche en quartz et feldspaths on n'observe pas de bioclastes.

7e) grès calcaire riche en grains de quartz grossiers et anguleux et gros feldspaths ; la matrice est argilo carbonatée légèrement siliceuse.

8) (a,b) argile sableuse (1,50m) avec huitres et lentilles ligniteuses ; à la base formation calcaire.

9) calcaires grumeleux à rudistes (0,50m)

10) marnes calcaires sableuses (0,50m)

11) calcaire grumeleux à débris de rudistes (Caprinidés) foraminifères planctoniques, et benthiques, (Dicycline, Cunéolines, Miliolites) et marnes à nodules calcaires (1,50m) ; la texture est de type wackestone (planche 17, photo 19)

12) Marnes ligniteuses (2m) plus ou moins argileuses puis grumeuleuses à la base.

13) Cette formation comprend :

13a) calcaires grumeuleux

13b) sables plus ou moins ligniteux et argileux bariolés (0,60m)

13c) calcaires marneux fins, riches en filaments algaires (1m)

14) (a, b, c,) grès pisolithiques et marnes sableuses (3m) en alternance.

15) calcaire marneux noir (1,20m) à débris de rudistes (Radiolitidés) et lamellibranches (*Ostréa acutirostris*) ; le ciment est microsparitique.

16) calcaires marneux (1m) à débris bioclastiques (*Ostréidés* *Glauconia coquandi*)

17) calcaires noirs à *Mélania* et *Campylostrylus galloprovincialis*
La base de cette série (formation 1,2 et 3) ne peut être datée avec précision (Santonien inférieur ?)

L'ensemble 4 à 15 est d'âge Santonien supérieur.

Le niveau 16 représente l'écozone du Plan d'Aups

Le Valdonnien débute avec la formation 17

Remarque : l'ensemble de la coupe est caractérisé par des formations carbonatées bioclastiques dont les teneurs en CaCO_3 sont élevées (85 à 95%)
Seulement une partie de la formation N° 7 franchement sableuse (7c 7d) est très pauvre en CaCO_3 (<5%) ; la base et le sommet de cette même formation présentent des teneurs en carbonates un peu plus fortes (10 à 20%)

IV.3. 3.2.2. Variation latérale : Coupe de la Pomme-Peynier (5km au SW de Branguier Bouteille) La coupe se situe au croisement des Nationales 96 et 8 bis. Entre la Bouilladisse et Peynier elle a été récemment entaillée par l'autoroute A8 ; les talus de remblaiement ne permettent plus de lever la coupe de manière continue. Plan directeur Aix 6 X = 862,6 Y = 128,1. Nous avons prélevé un seul échantillon (1714) bien représentatif des formations détritiques ; il s'agit de grès calcaires (55% CaCO_3) (8m) riches en très nombreux quartz grossiers et anguleux ; parmi les débris bioclastiques on note la présence de foraminifères benthiques (*Lacazines*) et de quelques débris de rudistes. Cette formation est datée du Santonien supérieur. (Babinot 1980)

A - Granulométrie des sables. (fig. 156, 169)

Les analyses concernent la formation sableuse N°7 de la coupe de Branguier. Le sédiment a la taille moyenne d'un sable fin ; bien classé à très bien classé : les histogrammes de fréquence sont moyennement aigus. L'étalement dimensionnel est faible : les particules sont de taille pratiquement identique. Le facteur hydrodynamique est positif, les sables sont facilement entraînés par l'agent de transport. Très bon triage. Les courbes sont symétriques (répartition granulométrique équilibrée). Les valeurs de l'écart type sont moyennes à élevées. Les courbes cumulatives sont de type sigmoïde parfait.

B - Granulométrie des grès. (fig. 178)

Les analyses concernent essentiellement la formation grésocalcaire de la coupe de Branguier n°7 ; un échantillon (1714) prélevé dans le secteur de la Pomme est également étudié.

B 1. Secteur de Branguier : les histogrammes de fréquence sont toujours très étalés de 0 à 1500 μm . Les modes se situent autour de 300 à 500 μm ; on note également la présence d'un 2e mode vers les particules les plus grossières (entre 1400 et 1500 μm : éch. 366 et 370). Les valeurs de la médiane : éch. 366 : $Q_2 = 613 \mu\text{m}$; éch. 368 : $Q_2 = 418 \mu\text{m}$; éch. 370 : $Q_2 = 744 \mu\text{m}$, témoignent d'un sédiment dont les particules sont en majorité de taille moyenne à grossière. Les valeurs de l'écart type : éch. 366 : $\sigma = 5,03$; éch. 368 : $\sigma = 6,80$; éch. 370 : $\sigma = 4,87$, reflètent un sédiment très hétérogène.

B 2. Secteur de la Pomme : histogramme étalé entre 0 et 1300 μm ; Mode vers les particules grossières (1100 à 1200 μm) ; La médiane ($Q_2 = 956 \mu\text{m}$) est celle d'un sédiment grossier. L'écart type ($\sigma = 6,25$) signale un sédiment hétérogène. La taille et la répartition des particules dans un très grand nombre de classes granulométriques caractérise les sédiments des secteurs de Branguier et de la Pomme. Ces résultats ne sont pas sans rappeler ceux de Mazaugues, de Nans et de Camps la Présidente.

C - Etude des quartz.

Les observations ont porté sur les quartz de la formation sableuse n°7 de la coupe de Branguier.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.L.E. 90% ; N.U.N.E. 9,8% ; E.L. absent ; R.M. 0,2%

b) Morphométrie-Endoscopie :

quartz de type granitique 40% . Les quartz de type métamorphique sont très abondants 40%. Les quartz de type rhyolitique sont bien représentés 20% dont 0,2% se trouvent sous la forme automorphe.

c) Exoscopie : (planche Q22 : photo 1 à 6) Les quartz étudiés sont caractérisés par des figures de néogénèse traduisant un épisode détritique très important. Un dernier stade marqué par les néogénèses diagénétiques sans traces d'usure traduit un épisode pédologique final.

D - Minéralogie des argiles. (fig. 197)

D 1. Branguier :

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : l'éventail minéralogique est caractérisé par l'abondance de la kaolinite et des smectites ; on note la présence de l'illite peu abondante mais constante dans tout le profil. La répartition des espèces minérales dans les différentes formations montre qu'il y a un peu plus de kaolinite dans celles qui sont franchement détritiques. Les échantillons sommitaux, montrent un net enrichissement en smectites. Illite, kaolinite et interstratifiés complètent cet assemblage qui annonce l'épisode fluvio-lacustre Valdonnien. (ce résultat rappelle celui de la Brasque-Ste Baume)

2) Observations au M.E.T. : Elles ont été effectuées sur un échantillon (369) riche en kaolinite (7/10) de la formation n°7. Celles-ci montrent de petites smectites floconneuses accompagnant de plus grosses particules de kaolinite à contours flous et peu nets attestant l'origine détritique de ces minéraux.

D 2. Pomme Peynier : Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : l'assemblage minéralogique est constitué comme celui de Branguier par des smectites et de la Kaolinite abondante. L'illite et les minéraux interstratifiés sont plus rares.

E - Minéralogie.

Les formations détritiques sableuses de Branguier (N°7) et de la Pomme de Peynier ont fourni des cortèges minéralogiques identiques.

a) Minéralogie :

a.1. Minéraux lourds

staurotide (+)

zircon (+++)

tourmaline brune (++) usée

épidote verte (++)

grenat rose(++)

rutile (+)

oxyde de fer et minéraux opaques (++)

a.2. Autres minéraux

quartz (+++) : quartz provenant de roches granitiques, quartz rhyolitiques isolés avec golfe de corrosion et couronne felsitique.

feldspaths potassiques (+++) orthose, microline

plagioclases (++) souvent altérés

micas (++) muscovite, biotite

chloritoïde (+)

calcite secondaire (+)

a.3. Etude des zircons : Nous n'avons pas effectué de comptages Les cristaux identifiables étant assez rares ; les observations suggèrent cependant qu'une origine métamorphique (anatectique ou migmatitique) est envisageable. L'assemblage minéralogique lourd de type mésozonal confirme ces résultats.

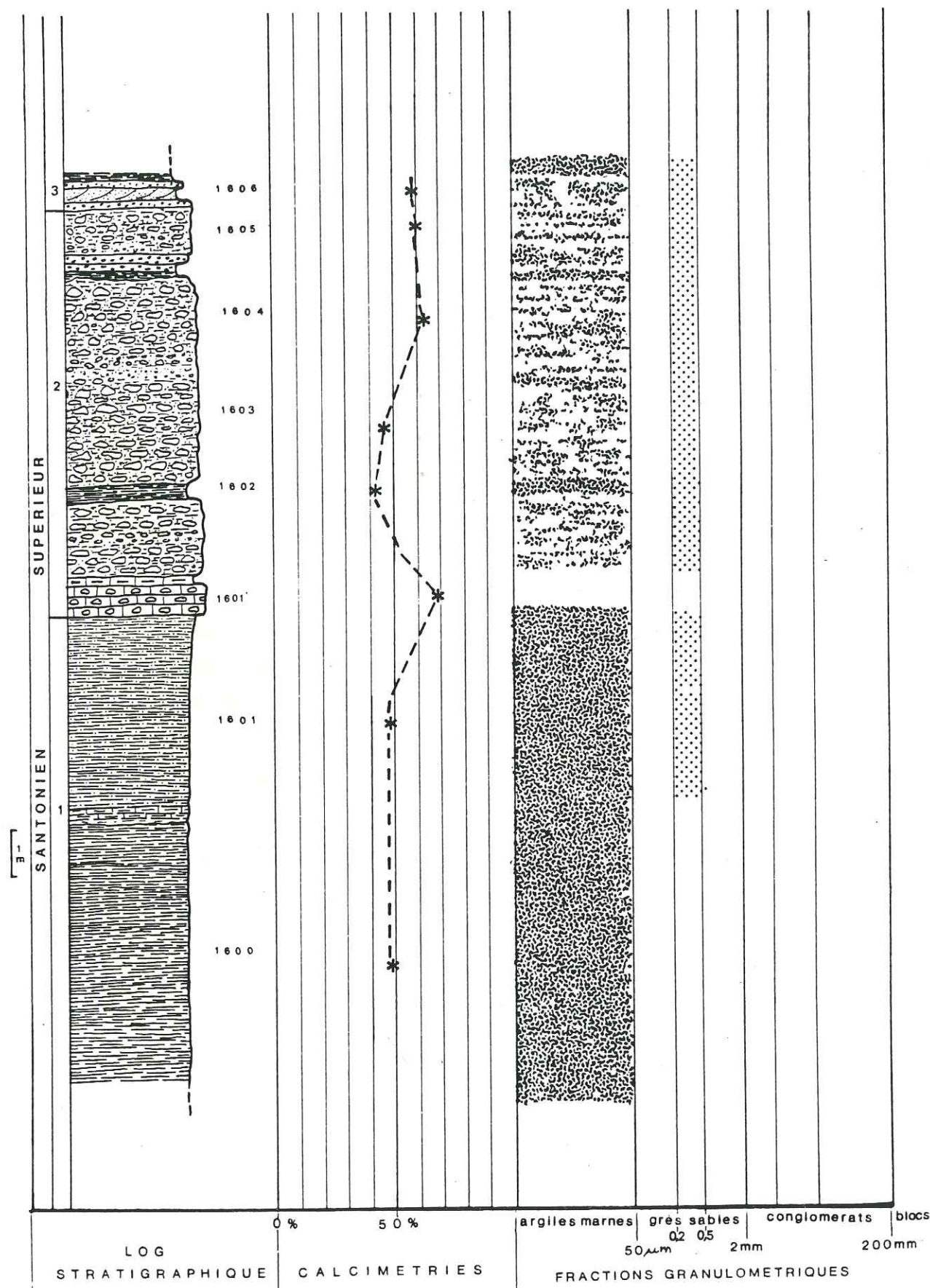
IV.3. 3.3. Coupe de la carrière du Moutin - La Cadière.

Elle se situe à environ 2 km au Sud du village de la Cadière et fait suite à la coupe du Grand Vallat. Plan directeur Toulon 1 X = 877,9 Y = 104,4. Cette coupe se subdivise en 3 grands ensembles :

1) Formation marneuse bleue (15m) (47% CaCO₃) riche en débris bioclastiques (mollusques et polypiers nains) ; la microfaune y est très abondante (ostracodes essentiellement)

2) Marnes plus ou moins sableuses (45 à 50% CaCO₃) à nodules micritiques abondants (10m) ; à la base les nodules tendent à donner des ébauches de bancs, mais ils diminuent en taille et en fréquence vers le sommet de la formation. On observe également quelques intercalations peu épaisses de marnes noirâtres ainsi que des horizons à rudistes isolés sommitaux. (Vaccinites beaussetensis. Philip 1970)

MOUTIN



3) La formation 3 est constituée d'un niveau peu épais de marnes sableuses (60% CaCO₃) et de grès à *Ostréa acutirostris* (1m) puis des grès à stratifications obliques à *Cardium itiéri* et *Glaucônia coquandi*.

L'ensemble de la formation est d'âge Santonien supérieur

L'horizon à *Glaucônia coquandi* représente l'écozone du Plan d'Aups du Santonien terminal. (Fabre-Taxy, Philip 1964)

A - Granulométrie des sables. (fig. 170, 153)

Les échantillons choisis sont représentatifs de la partie supérieure de la formation marno-sableuse n°2. Il s'agit de sables moyens, mal classés et mal triés. L'étalement dimensionnel est fort (particules de différentes tailles). Le sédiment est difficilement entraîné par l'agent de transport. L'asymétrie est négative (présence de particules fines). L'écart type est faible : courbe linéaire.

La coupe du Moutin est la continuation des formations des marnes de StCyr ; on retrouve les mêmes caractéristiques granulométriques dans les secteurs du Grand Vallat et ceux du Moutin (c'est à dire dans les formations supérieures des marnes)

B - Granulométrie des argiles. (fig. 198)

1) Analyses minéralogiques de la fraction argileuse : l'éventail minéralogique ici très réduit est caractérisé par la prépondérance des smectites ; l'illite est abondante dans tout le profil tandis que la kaolinite plus rare n'est présente que dans la formation marneuse de base (n°1)

2) Les observations au M.E.T. (éch. 1603 : 7/10 smectites) ont permis de distinguer de petites particules de smectites floconneuses ainsi que de nombreuses illites de taille irrégulière ayant un contour un peu plus net.

IV.4 ECHANTILLONS DE COMPARAISON.

Turonien du Gard (Serviers la Baume), Permien du Cap Sicié.

A titre de comparaison, nous avons choisis d'étudier quelques échantillons détritiques gréseux appartenant au Turonien (ucétien) de la localité de Serviers la Baume (Gard) ; cet affleurement de Crétacé supérieur établit en effet un jalon intéressant entre les formations du même âge de Provence occidentale et le socle du Massif Central. Il se trouve au Nord des terres restées émergées pendant la quasi totalité du Crétacé supérieur. Les liaisons avec les terrains d'âge Permien nous paraissent également intéressantes nous avons étudié quelques échantillons détritiques (micropoudingues et grés) appartenant aux formations permienues du Cap Sicié parce qu'elles sont les plus proches de notre domaine d'investigation. (base du Permien : secteur de Brégaillon ; Permien moyen et supérieur : St Mandrier la Renardière, Fabrégas).

A - Calcimétries.

Les échantillons de Serviers la Baume comme ceux du Permien du Cap Sicié sont caractérisés par de très faibles teneurs en CaCO_3 (moins de 3%)

B - Granulométrie des sables. (fig. 218,219,220,221)

B 1. Serviers la Baume : Les échantillons sont prélevés dans les ensembles sableux à paléosols des carrières de Serviers. La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable très fin. L'étalement dimensionnel est moyen : les particules sont de taille pratiquement identique. Le sédiment est très bien classé. Les histogrammes de fréquence sont aigus dans l'ensemble. Les valeurs toujours positives du facteur hydrodynamique montrent qu'il s'agit d'un sédiment bien entraîné par l'agent de transport. Très bon triage. Courbes cumulatives symétriques. Ecart type élevé : les courbes sont du type sigmoïde parfait avec parfois tendance à l'hyperbolisme. (hydrodynamisme fort, tendance à l'envasement)

B 2. Permien : Cap Sicié : Les analyses sont effectuées dans des formations gréseuses du Permien de base. La taille moyenne du sédiment est celle d'un sable assez bien classé et bien trié. L'étalement dimensionnel

est moyen à fort. La mise en mouvement du sédiment est moyennement difficile. La répartition granulométrique symétrique. L'écart type a une valeur faible, courbe cumulative de type linéaire.

C - Granulométrie des grés. (fig. 222)

C 1. Permien de base :

C 1.1. Pépiole : Les analyses concernent les grés fins verts qui caractérisent le Permien de cette coupe (éch. 923). Histogramme de fréquence localisé entre 0 et 1300 μm . Mode entre 800 et 900 μm . Médiane d'un sédiment moyen à grossier : $Q_2 = 600 \mu\text{m}$. Ecart type assez faible significatif d'un sédiment hétérogène ($\sigma = 5,80$).

C 1.2. Brégaillon : Les analyses concernent les lentilles de grés et les micropoudingues qui constituent l'essentiel de la coupe. Histogramme de fréquence très étalé de 0 à 1300 μm . Mode : autour de 700 à 800 μm . Médiane : éch. 901 : $Q_2 = 720 \mu\text{m}$ caractéristique d'un sédiment grossier. éch. 902 : $Q_2 = 715 \mu\text{m}$. Ecart type : éch. 901 : $\sigma = 4,14$; éch. 902 : $\sigma = 5,69$ faible montrant que le sédiment est très hétérogène.

C 2. Permien moyen St Mandrier : Les analyses ont porté sur les échantillons de grés quartzeux qui constituent de grands bancs durs, à stratification obliques le long de la plage de la Renardière à St Mandrier. Les histogrammes de fréquence sont très étalés de 0 à 1500 μm (éch. 904 et 905). Les modes : situés entre 700 et 800 μm (éch. 904 et 905). Les valeurs de la Médiane : $Q_2 = 769$ (éch. 904) et $Q_2 = 645$ (éch. 905) indiquent un sédiment grossier. Celles de l'écart type : $\sigma = 4,35$ (éch. 904) et $\sigma = 5,63$ (éch. 905) toujours relativement faibles caractérisent un sédiment hétérogène. Dans l'ensemble, ces résultats ne sont pas sans rappeler ceux que nous avons observés dans les régions du Beausset-Est au Cénomaniens puis au Turonien et dans la Ste Baume au Sénonien.

D - Etude des quartz. (Planche Q21, Q25)

D 1. Les quartz du Permien : pélites et arkoses conglomératiques du Cap Sicié, le Luc et le Cannet des Maures.

a) Morphoscopie :

quartz N.U.N.E. 10% ; N.U.L.E. 90%

b) Morphométrie-Endoscopie : pélites : quartz xénomorphes granitiques 90%, métamorphiques 5%, rhyolitiques 5%. Très rares quartz automorphes rhyolitiques : 0,02%

arkoses : quartz xénomorphes granitiques 70%, métamorphiques 20% rhyolitique 10%. Rares quartz automorphes rhyolitiques 0,2%

c) Exoscopie : (planche Q24 : photo 1 2 3) phase d'éolisation importante nourrissage en quartz automorphes rhyolitiques.

D 2. Les quartz du Turonien du Gard (Serviers la Baume)

a) Morphoscopie : Les quartz N.U.L.E. sont très abondants 98,5%

b) Exoscopie : Les figures de type deltaïque sont particulièrement dominantes.

E - Minéralogie des argiles. (fig. 223, 224, 225)

E 1. Serviers la Baume : A la suite des travaux de Parron (1975) nous constatons que les échantillons de Serviers sont caractérisés par la présence pratiquement exclusive de la kaolinite (illite très rare ou sous forme de traces). Selon cet auteur l'émersion et l'altération des profils (Kaolinisation) de cette région se situeraient à la fin du Cénomannien inférieur.

E 2. Permien du Cap Sicié : Les échantillons de la base des formations permienes du Cap Sicié (Pépiole, Brégaillon) montrent un éventail minéralogique très étroit caractérisé par la présence de l'illite et des smectites (un peu d'interstratifiés 10.14S à Brégaillon et davantage de smectites à Pépiole.

Les formations datées du Permien moyen et supérieur (St Mandrier La Renardière, Corniche Varoise) sont caractérisées par la présence pratiquement exclusive de l'illite (rares interstratifiés 10.14S.)

F - Minéralogie. (Planche Z2 photo c fig. 226, 227, 228, 229, 230, 231)

Les associations minéralogiques de quelques échantillons de comparaison sont caractérisées par les minéraux lourds suivants :

F 1. Permien de Sicié

Minéraux lourds : zircon TA (+++)

Tourmaline brune TA (+++)

F 2. Dans les échantillons du Permien de bord de mer s'ajoutent aux minéraux précédents : disthène, staurotide, grenat épidote verte, chloritoïde et glaucophane ; certains minéraux pourraient provenir au moins en partie de l'érosion actuelle ou subactuelle de certaines formations du massif de Maures distribuées latéralement par les courants côtiers (Seyler 75).

F 3. Les échantillons du Turonien du secteur de Serviers la Baume ont donné les résultats suivants :

a) Minéraux lourds :

andalousite (+++) déchiquetée, charbonneuse (chiastolite)

sillimanite (++)

disthène : gros et usé (+++)

staurotide et staurotide très cannelée (++)

zircon (++)

tourmaline brune (++)

hornblende verte et bleue (+)

grenat (+)

rutile (+++)

sphène (+)

anatase bleue (+)

opaques (++)

Les sédiments de Serviers sont donc caractérisés par l'abondance de l'andalousite, de la staurotide cannelée et de la sillimanite.

b) Etude des zircons : les cristaux sont assez petits, cupulés assez ronds dans l'ensemble. Les populations ont une aire de répartition assez limitée avec prédominance des types S. (S18, S19, S20, S24, S25) (rares types U et P). Sur les diagrammes (I.A. I.T.) les points moyens ont les coordonnées suivantes : éch. 10 : $\bar{A} = 479$ $\bar{T} = 638$; éch. 12 : $\bar{A} = 441$ $\bar{T} = 588$; éch. 13 : $\bar{A} = 400$ $\bar{T} = 511$; éch. 14 : $\bar{A} = 543$ $\bar{T} = 629$. Dans l'ensemble l'origine calco-alcaline est significative.

F4. Des populations de zircons de niveaux détritiques gréseux Cénomaniens, vraconiens, albiens, clansayésiens, de la fosse vocontienne ont été étudiés par Pupin, Moullade, Guérin (communication orale) dans des échantillons prélevés depuis Clansayes à Bevons à l'ouest en passant par Vesc, Tonils, Nible, Buis-les-Baronnies, Villefranche-le-Château et jusqu'à St Vincent-sur-Jabron au Sud-Est. Les échantillons analysés sont ainsi caractérisés par des indices (\bar{A} , \bar{T}) dont les coordonnées des points extrêmes sont les suivantes : P2140 = (413, 547) ; P2135 = (434, 536) ; P2129 = (452, 612). Les observations des cristaux ont également montré que de forts pourcentages de zircons déterminables (beaucoup sont très abimés) proviendraient de couvertures volcaniques mais on ne rencontre jamais de cristaux en provenance des granites des Cévennes. Comme pour les échantillons de Serviers, en l'absence d'observations suffisantes dans le matériel détritique notamment à l'ouest du Rhône, nous ne pouvons nous prononcer quant à l'origine de ce matériel.

Signalons cependant que dans les diagrammes (I.A. I.T.), le nuage des points représenté par la totalité des échantillons vocontiens et certains échantillons de Serviers (50%) se calque curieusement sur celui représenté par ceux du Crétacé Supérieur de Basse Provence ! Est-ce à dire que l'origine de ce matériel serait commune ? Dans ce cas des communications temporaires entre la fosse Vocontienne et la Basse Provence auraient été possibles au moins jusqu'au Cénomannien ou au Turonien à moins de concevoir le Bombement Durancien comme un archipel permettant, pour la période considérée, les passages entre les provinces septentrionales et méridionales.

V - INTERPRETATIONS DES RESULTATS.

V.1. ETUDES CALCIMETRIQUES : INTERPRETATIONS.

Cette étude nous a permis d'appréhender les fluctuations des apports terrigènes au cours du Crétacé Supérieur et de les localiser dans l'espace et dans le temps.

V.1.1. Cénomanién.

A - Région "Nerthe" et "Berre".

Les résultats permettent de distinguer : dans la "Nerthe Sud" (Erevine) deux épisodes détritiques peu carbonatés (5 à 8%) au Cénomanién inférieur et au début du Cénomanién supérieur, dans la région de Berre un seul épisode détritique relativement pauvre en carbonates (12%) au Cénomanién moyen et supérieur (partie supérieure). Les sédiments les plus riches en CaCO_3 et en grains de nature carbonatée (Cénomanién moyen et supérieur) témoignent de l'extension de la mer et du développement de la plate-forme carbonatée à cette époque.

B - Région "Beausset Ouest et Est".

Les influences détritiques les plus pauvres en carbonates (1 à 3%) sont localisées dans la région du "Beausset Est" (Ste Anne d'Evenos, Val d'Aren, le Revest) pendant toute la durée du Cénomanién inférieur. Au col de la Toulousanne (Val d'Aren) les sédiments détritiques de la base de la formation des "sables de Ste Anne" présentent des teneurs moyennes en CaCO_3 (25 à 30%) et seraient alimentés par des grains de nature carbonatée issus du démantèlement des formations carbonatées adjacentes ou du remaniement d'unités carbonatées antérieures.

Au Cénomanién moyen et supérieur les formations détritiques les moins carbonatées (<20%) sont situées dans la région du "Beausset Est" (Revest) où elles alternent avec des dépôts très carbonatés (60 à 90%). Quand on s'éloigne de ces secteurs et encore davantage au Cénomanién supérieur les influences carbonatées augmentent parcequ'on se rapproche du domaine plus septentrional de plate-forme.

C - Région "Nord Provençale".

Au cours du Cénomanién (S-L) les sédiments des secteurs de Camps-la-Source et de Bettons-la Ste Baume présentent toujours de très fortes

teneurs en carbonates (> 70%) en raison de l'environnement de plate-forme qui conditionne le milieu de sédimentation.

* Les sédiments détritiques les plus pauvres en CaCO_3 (> 10% CaCO_3) se localisent principalement dans les secteurs les plus méridionaux du domaine d'étude : Ste Anne, Val d'Aren, Erevine. Ces résultats suggèrent, que l'origine des apports se fait à partir d'un substrat pourvoyeur méridional dont l'érosion, responsable des grands épandages terrigènes est maximale au Cénomaniens inférieur.

* Au Cénomaniens moyen et supérieur, les sédiments peu carbonatés sont moins abondants ; le continent n'est plus érodé de façon aussi intensive. Corrélativement, on observe l'augmentation des éléments carbonatés suite à la transgression extensive de la mer et au développement du milieu de plate-forme à cette époque.

N.B. Dans tous les cas, lorsque nous évoquerons le domaine pourvoyeur :

1) Nous désignerons par secteurs centraux méridionaux du continent pourvoyeur ceux qui fournissent les sédiments dans les régions suivantes :

- Secteur Central Ouest dans la région "Nerthe"
- Secteur Central dans la région "Beausset Ouest et Est"
- Secteur Central Est dans la région "Beausset Est"

2) Secteur Nord ou Provençal-oriental dans la région "Nord Ste Baume"

3) Secteur Occidental Sud ou Nord Occidental dans la région de "Berre".

4) De même lorsque nous parlerons de bordures occidentales et orientales du substrat pourvoyeur, il s'agira de limites relatives définies par rapport au domaine de dépôt et non pas en tant que domaine émergé dans sa totalité ; nous ne pouvons définir en effet de telles limites eu égard du domaine d'investigation qui nous a été imparti.

V.1.2. Turonien.

A - Région "Nerthe et Berre".

Les résultats permettent de distinguer deux ensembles détritiques majeurs très pauvres en CaCO_3 (1 à 2%) ; ils constituent les sables de Martigues (Turonien moyen à supérieur) et de StChamas (Turonien supérieur).

à Coniacien). Dans les autres secteurs (Lavéra, Puits St Antoine) Les sédiments toujours très carbonatés (>70%) sont périodiquement entrecoupés d'épisodes détritiques mineurs plus pauvres en CaCO_3 (>10%).

B - Région "Beausset Ouest et Est".

- C'est dans le Beausset Est (Revest Costebelle) au Turonien moyen à supérieur que se situent les épisodes détritiques dont les teneurs en carbonates sont les plus faibles (1 à 2%)

- Les formations détritiques majeures du Soubeyran (> 80% CaCO_3) et du Mont Caumes-Pardiguières (30 à 70%) d'âge Turonien supérieur à terminal sont toujours très riches en CaCO_3 , alternent cependant quelques passées terrigènes grésio-conglomératiques plus pauvres en carbonates (<20%)

C - Région "Nord Provençale".

Les sédiments de cette région sont toujours très riches en carbonates (>50%)

* Au Turonien moyen à supérieur, les apports terrigènes du Revest-Costebelle et de Martigues-St Chamas montrent que le continent pourvoyeur méridional était à nouveau sollicité par l'érosion. (suite à de nouvelles déformations tectoniques, cf. minéralogie)

* Au Turonien supérieur, l'importance des apports détritiques (Soubeyran, Caumes) paraît traduire la continuation de ces phénomènes ; l'importance du CaCO_3 dans les sédiments et l'observation de fortes proportions de grains de nature carbonatée iraient de pair avec le démantèlement d'une plate-forme carbonatée

V.1.3. Sénonien.

A - La région ouest "Nerthe" "Berre", en relation avec le déplacement vers l'ouest de la mer et de la plate-forme à la fin du Santonien, est caractérisée par des sédiments qui évoluent dans un milieu de sédimentation carbonatée ; ils présentent des teneurs moyennement élevées en CaCO_3 (40 à 70%).

B - Dans la région du "Beausset" occupée par la fosse Sud-Provençale on assiste, du Coniacien au Santonien supérieur, à un ralentissement de la subsidence puis au comblement de la fosse par les dépôts littoraux laguno-saumâtres (Philip 1970). Ceux-ci sont caractérisés par des

teneurs moyennes en carbonates (30 à 60%) seraient issus d'un domaine pourvoyeur méridional relativement calme.

C - C'est dans la région "Nord Provençale" (Mazaugues, Branguier) que sont localisés les apports détritiques les plus abondants et les plus pauvres en CaCO_3 (3 à 5%) ; l'érosion de la partie orientale du substrat pourvoyeur se poursuit donc au Coniacien et au Santonien (réajustements tectoniques, cf. minéralogie).

Ces résultats montrent qu'au Sénonien les apports détritiques majeurs viennent de l'Est où ils atteignent en particulier la région nord-provençale (Mazaugues à Branguier) ; Ces épandages relativement grossiers se seraient déposés au sein même d'une plate-forme en pleine extension qui leur aurait servi de support. La région du Beausset qui correspond à un milieu plus profond reçoit des sédiments terrigènes plus marneux, plus fins et moyennement carbonatés.

V.1.4. Conclusions apportées par l'étude calcimétrique.

V.1.4.1. Si l'on fait référence aux données de la stratigraphie et de la paléogéographie et aux résultats acquis par cette méthode nous pouvons formuler les observations et conclusions suivantes.

A - Au Cénomanién inférieur à moyen après soulèvement du Bombement Durancien la mer regresse dans un étroit sillon de subsidence de direction Est-Ouest. Ces conditions étant défavorables au développement d'une plate-forme carbonatée, les apports détritiques majeurs (Ste Anne-Val d'Aren) provenant d'un continent pourvoyeur méridional non carbonaté soumis à l'érosion (réajustement tectonique liés à la phase albo-cénomaniénne) se mettent en place dans un milieu exempt ou presque de grains de nature carbonatée. Dans ce cas nous constatons que les sédiments analysés contiennent de très faibles teneurs en carbonates de calcium (moins de 10%)

B - Au Cénomanién moyen et supérieur une transgression marine inonde le "bombement durancien" aplani. La diminution des apports terrigènes montre par ailleurs que le socle pourvoyeur n'était plus érodé de façon aussi intense. La mer transgressant très progressivement du sud vers le nord assure une plus grande extension de la plate-forme carbonatée. Ces conditions expliquent l'augmentation et l'abondance des grains de nature

carbonatée dans les sédiments détritiques : les pourcentages de CaCO_3 sont élevés (>50%)

C - Au Turonien moyen à supérieur la mer conquiert de nouveau les territoires émergés ; ces derniers subissent encore les soubresauts de la phase tectonique albo-cénomaniénne, puis sont érodés tandis que la fosse sud-provençale s'enfonce. Ces conditions de mise en eau font que la plate-forme carbonatée s'établit de façon très progressive.

C.1. Au Turonien moyen à moyen supérieur les apports détritiques du MtCaumes-Costebelle (base de la formation) se déposent dans un milieu très peu carbonaté ; l'absence de grains de nature carbonatée dans les sédiments et les très faibles pourcentages de CaCO_3 (<5%) montrent en effet que l'influence de la plate-forme carbonatée ne se fait pas encore sentir dans le milieu de sédimentation (absence ? éloignement ? non démantèlement ? de la plate-forme)

C.2. Au Turonien moyen-supérieur puis supérieur (secteur du Soubeyran) et au Turonien supérieur (secteur Mt Caumes - Pardiguières) les apports détritiques provenant d'un substrat pourvoyeur méridional (cf. minéralogie et analyses) se déposent dans des aires marines abondamment alimentées en grains de nature carbonatée issus des biotopes benthiques avoisinants (plate-forme externe). Il s'opère alors un étroit mélange entre les divers apports terrigènes et les débris bioclastiques issus de la plate-forme en voie de démantèlement. Les échantillons analysés bien que possédant un cortège minéralogique de type "socle" (cf. minéralogie) sont toujours très riches en CaCO_3 (> 80 % au Soubeyran)

C.3. A la même époque, dans les apports détritiques plus occidentaux de la région de Berre (Martigues- St Chamas) on n'observe pas d'influence d'origine benthique (absence de grains de nature carbonatées) ; les pourcentages de CaCO_3 qui caractérisaient les sables sont en effet très faibles (1 à 2%)

C.4. Depuis un domaine pourvoyeur sud occidental à occidental ? (cf. minéralogie) les apports détritiques s'épandaient donc vers le Nord en direction de St Chamas dans un milieu (littoral, de plage ou de fond de golfe) située très à l'écart d'un domaine de plate-forme ; ceci expliquerait l'absence de grains de nature carbonatée et les faibles teneurs en CaCO_3 dans les sédiments de St Chamas.

D - Sénonien.

a) Coniacien - Santonien inférieur.

La mer s'étale largement sur la plate-forme carbonatée suite à l'aplanissement du bombement Durancien auquel s'ajoute le ralentissement de la subsidence et le déplacement vers le nord de la fosse sud-provençale (Philip 1970).

Dans la région du Beausset, les sédiments marneux de la région de la Ciotat-St Cyr caractérisent le milieu de sédimentation ; ils présentent des teneurs en carbonates moyennes à fortes (30 à 60%).

Dans la région de Mazaugues - la Ste Baume, les sédiments détritiques sont bien développés et présentent de faibles teneurs en CaCO_3 (3 à 5%). Ceci suggère un déplacement des axes d'apport et une augmentation de l'érosion depuis un domaine pourvoyeur situé en position orientale. (cf. Santonien supérieur).

b) Au Santonien supérieur du fait de l'arrêt de la subsidence, la fosse sud provençale se comble. A l'Est, sur le continent pourvoyeur l'érosion s'intensifie puisque l'on assiste à l'incursion d'importants apports détritiques d'origine cristalline sur la plate-forme. Il s'agit notamment des apports détritiques majeurs de Mazaugues - Branguier (Ste Baume) qui se déposent sous forme de grands épandages (barres détritiques) au sein de ce milieu carbonaté de plate-forme interne en voie d'édification qui leur sert de support et qui ne leur fournit pas ou peu de grains de nature carbonatée. Du fait même de son régime océanographique, la plate-forme interne ne nourrit pas les apports détritiques en débris carbonatés. Il n'y a donc pas de mélange entre les formations terrigènes argilo-gréseuses et les carbonates ce qui explique les faibles pourcentages de CaCO_3 dans les sédiments détritiques.

V.1.4.2. Conclusions générales à l'étude calcimétrique ; apports de la méthode.

A) En dehors des résultats que les calcimétries peuvent apporter dans la compréhension des milieux de sédimentation et de dépôt la présente méthode nous permet de cerner l'importance, les variations et les différents modes de dépôt des apports détritiques majeurs au cours du Crétacé supérieur marin.

* En effet certains grands ensembles détritiques se sont révélés très pauvres en carbonates.

Ce sont : - Les sables de Ste Anne, Val d'Aren, Le Revest au Cénomaniens inf.
- Les sables de St Chamas et Martigues au Turonien moyen et sup.
- Les formations détritiques de Mazaugues Branguier au Sénonien.

Dans tous les cas les épandages détritiques présentent de très faibles teneurs en CaCO_3 (<10 %) ; il semble que l'on puisse attribuer aux apports détritiques précités une origine qui serait probablement à rechercher dans un socle de type cristallin à cristallogénique. L'étude minéralogique et pétrographique permet de préciser la composition de ce socle.

* On observe également dans la plupart des autres secteurs étudiés l'existence de sédiments plus ou moins carbonatés ; dans la majorité des cas, ils appartiennent à des secteurs charnières dans lesquels s'affrontent les influences détritiques et carbonatées. Il s'agit en particulier de certains secteurs du "Beausset" (La Bédoule au Cénomaniens) ou de la "Nerthe" (Erevine au Cénomaniens et au Turonien).

* Signalons enfin la présence de grands ensembles détritiques carbonatés : Soubeyran, Mt Caumes - Pardiguères, dont les sédiments très riches en CaCO_3 et en grains de nature carbonatée recèlent également de nombreux minéraux et roches d'origine plutonique et métamorphique.

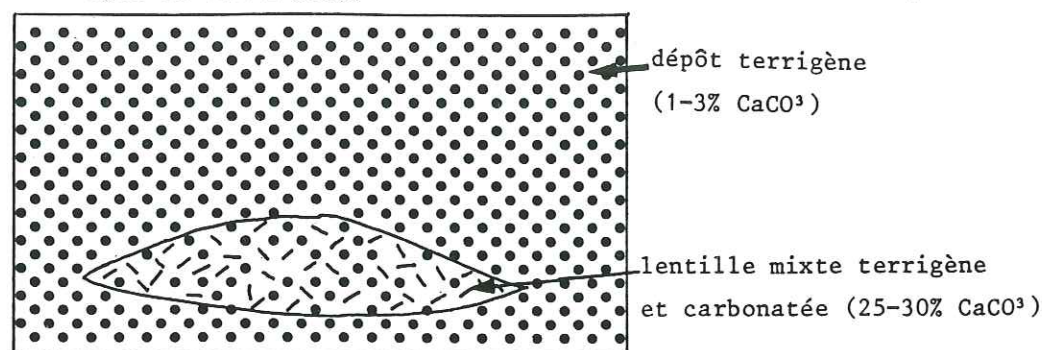
B) A l'issue de cette étude, il s'est avéré que les teneurs en carbonates des sédiments terrigènes analysés sont étroitement dépendantes des conditions d'origine puis de transit et de dépôt dans lesquelles les sédiments ont évolué. Les résultats des analyses nous permettent ainsi de définir deux modalités de dépôt. (cf. schéma p.310).

B1) Cas de formations terrigènes déposées en l'absence de plate-forme carbonatée :

Les sédiments détritiques issus d'un socle pourvoyeur (cf. chapitre minéralogie) seraient distribués dans un milieu de sédimentation dans lequel les influences dues aux édifices carbonatés ne se font pas ou peu sentir, soit du fait de leur absence (pas de plate-forme proche du "Beausset Est" au Cénomaniens inférieur) soit du fait de l'éloignement plate-forme milieu de dépôt (St Chamas au Turonien moyen supérieur). Dans ce cas les apports détritiques sont toujours pauvres en CaCO_3 .

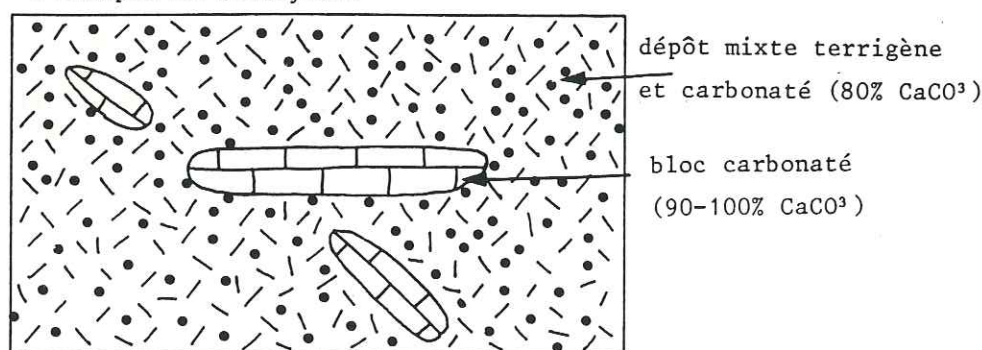
RELATIONS ENTRE LA SEDIMENTATION CARBONATEE ET LA SEDIMENTATION TERRIGENE

1 Exemple du Val d'Aren.



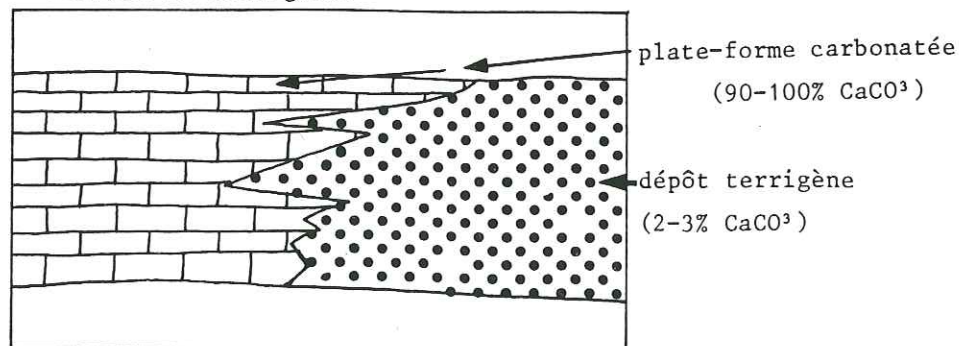
Sédimentation biodétritique dans un encaissant terrigène.

2 Exemple du Soubeyran.



Dépôts brêchiques et bioclastiques dans un encaissant terrigène.

3 Exemple de Mazaugues.



Intercalations des dépôts terrigènes et des dépôts carbonatés sans mélanges sédimentaires.

L'exemple de Ste Anne-Val d'Aren est caractéristique de ce type d'environnement ; on note seulement un nourrissage bioclastique ponctuel des sables dans le secteur de la Toulousanne, significatif de la présence de formations benthiques locales contemporaines ou antérieures de la sédimentation.

B2) Cas d'associations formations terrigènes - plate-forme carbonatée .

1. Milieu de plate-forme externe : Les sédiments terrigènes issus d'un continent pourvoyeur (cf. chapitre minéralogie) évolueraient lors de leur dépôt, dans un milieu de sédimentation avoisinant un domaine externe de plate-forme carbonatée en voie de démantèlement.

Ces conditions exceptionnelles de nourrissage intensif des sédiments par des grains de nature carbonatée (bioclastiques et lithoclastiques) conduisent à l'élaboration de sédiments très riches en carbonates. Le cas du Soubeyran est particulièrement significatif de ce type de dépôt.

2. Les sédiments terrigènes provenant d'un substrat pourvoyeur (cf. minéralogie) se déposent sous forme de grands épandages détritiques au sein même d'un milieu interne de plate-forme carbonatée qui leur sert de support et qui du fait même de son régime océanographique ne nourrit pas les apports détritiques en grains de nature carbonatée (plate-forme carbonatée en voie d'édification). Les sédiments de Mazaugues et de Branguier (région Nord-Provençale) constituent l'exemple type de ce dépôt.

NB : Les teneurs éventuelles en carbonates attribuables à la matrice ou au ciment des faciès détritiques sont négligeables par rapport à celles des grains de nature carbonatée remaniés compte tenu des textures (grainstone, packstone) observées dans la majorité des faciès détritiques carbonatés (cf. chapitre résultat)

Ces résultats suggèrent globalement que les sédiments détritiques étudiés sont en étroite liaison avec l'évolution de la plate-forme carbonatée sud-provençale. Dans le cas précis de l'échantillonnage étudié les teneurs en carbonates ne dépendraient donc pas uniquement de la nature lithologique des éléments transportés mais également de l'enrichissement des sédiments en grains de nature carbonatée acquis ou non par le matériel terrigène en milieu de transit ou de dépôt. Les pourcentages de CaCO_3 (plus ou moins élevés selon les cas) dépendraient non seulement de la présence,

de l'absence, de l'édification ou du degré de démantèlement des biotopes benthiques avoisinants, mais également de l'environnement dans lequel se dépose le matériel terrigène (zone interne ou externe de plate-forme carbonatée). Le milieu de dépôt paraît jouer ainsi un rôle déterminant dans le degré de carbonatation des sédiments terrigènes.

V.2. GRANULOMETRIE DE LA FRACTION SABLEUSE : INTERPRETATIONS.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les résultats apportés par les analyses granulométriques livrent de nombreux renseignements sur les types de sédiments rencontrés dans les différentes coupes.

Afin de comparer les rapports des sédiments entre eux de façon plus détaillée, une méthodologie plus complète nous est apparue nécessaire. C'est dans ce but que nous avons employé dans un premier temps une méthode basée sur la corrélation linéaire des indices. Dans un deuxième temps, les applications de l'analyse de la relation σ -Ski nous ont permis de mieux cerner les rapports entre les différents échantillons, d'identifier certains domaines granulométriques, et de préciser dans certains cas les mécanismes de dépôt.

NB : pour faciliter la lecture du texte nous rappelons les abréviations des principaux indices cités :

- T.M. taille moyenne
- G.T. étalement dimensionnel
- K.G. kurtosis (acuité des distributions)
- D.F.i classement
- F.H. facteur hydrodynamique
- T. triage
- Ski symétrie
- X refus moyen
- σ écart type
- σ^2 variance

V.2.1. Les données de l'analyse statistique : méthode des corrélations linéaires.

Les variations des indices précédemment calculés (cf. résultats analytiques) associées par couple, ont apporté un certain nombre de données; celles-ci ont été traitées par une analyse statistique faisant appel au calcul des corrélations linéaires.

Nous avons regroupé les échantillons en fonction de l'âge du terrain et de leur localisation géographique, ceci dans le but de distinguer et de caractériser des familles de courbes qui peuvent correspondre à des conditions de dépôt préférentielles.

TABLEAU MATRICIEL

CENOMANIEN

FORTES ET FAIBLES CORRELATIONS ENTRE LES INDICES GRANULOMETRIQUES

	TM	GT	KG	DFI	FH	T	SKI	Ø
TM	1							
GT	r=0,345	1						
KG	r=-0,496	r=0,230	1					
DFI	r=0,906	r=0,335	r=-0,570	1				
FH	r=-0,745	r=0,111	r=0,925	r=-0,836	1			
T	r=0,815	r=0,538	r=-0,298	r=0,893	r=-0,606	1		
SKI	r=-0,139	r=-0,657	r=-0,322	r=-0,432	r=-0,059	r=-0,567	1	
Ø	r=-0,695	r=-0,264	r=0,478	r=-0,757	r=0,633	r=-0,809	r=0,223	1

* Fortes corrélations
o Faibles corrélations

Pour chaque étage, nous avons calculé, à l'aide d'un programme tournant sur Texas 59 ou Helwet Packard (Géo-Cor : JJ Blanc 1981), les matrices de corrélation entre ces différents indices.

La covariance se calcule de la manière suivante

$$\text{cov}(X,Y) = \frac{\sum_{i=1}^N x_i \cdot y_i}{N} - (\bar{x} \cdot \bar{y})$$

La formule du coefficient de corrélation peut donc s'exprimer comme suit :

$$r(x,y) = \frac{\text{cov}(x,y)}{\sigma_x \cdot \sigma_y}$$

Pour l'échantillon n° i on fera par exemple :

x_i = par ex.

y_i = par ex. Ski

\bar{x} = $\bar{\sigma}$ par ex.

\bar{y} = $\bar{\text{Ski}}$ par ex.

N = nombre total des échantillons

De plus le programme de calcul nous permet, après report sur un graphe orthonormé des points qui correspondent aux différents couples, d'obtenir la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la droite de régression de la forme $y = ax + b$

La formule de la pente de la droite (a) est la suivante :

$$a = \frac{\sum_{i=1}^N x_i \cdot y_i - \frac{(\sum_{i=1}^N x_i) \cdot (\sum_{i=1}^N y_i)}{N}}{\sum_{i=1}^N x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^N x_i)^2}{N}}$$

La formule de l'intersection à l'origine (b) (intercept) est la suivante :

$$b = \bar{y} - a \cdot \bar{x}$$

On obtient ainsi une matrice de coefficient de corrélation par étage. A la vue de l'ensemble des résultats, on considère que les variables sont fortement dépendantes si les valeurs absolues du coefficient de corrélation sont supérieures à 0,800 (fortes corrélations).

Elles sont fortement indépendantes si les valeurs absolues du

TABLEAU MATRICIEL

TURONIEN

FORTES ET FAIBLES CORRELATIONS ENTRE LES INDICES GRANULOMETRIQUES

	TM	GT	KG	DFI	FH	T	SKI	σ
TM	1							
GT	r=0,527	1						
KG	r=-0,450	r=-0,253	1					
DFI	r=0,787	r=0,613	r=-0,680	1				
FH	r=-0,651	r=-0,447	r=0,935	r=-0,897	1			
T	r=0,745	r=0,770	r=-0,440	r=0,903	r=-0,704	1		
SKI	r=-0,002	r=-0,473	r=0,144	r=-0,381	r=0,267	r=-0,573	1	
σ	r=-0,729	r=0,732	r=0,649	r=-0,852	r=0,805	r=-0,819	r=0,236	1

* Fortes corrélations
o Faibles corrélations

coefficient de corrélation sont inférieures à 0,300 (faibles corrélations).

Une valeur positive du coefficient de corrélation montre que les deux valeurs varient dans le même sens (plus x est fort, plus y le sera). Une valeur négative indique une variation en sens contraire (plus x est fort plus y sera faible).

Tous ces résultats sont consignés dans des tableaux (matrice) en fonction de l'âge et des indices choisis. Ces tableaux matriciels permettent de distinguer les fortes et les faibles corrélations entre les indices granulométriques.

A - Observations globales sur les fortes corrélations.

A1) Cénomaniens (cf. tableau(p.314)).

Fortes corrélations :

- 1) entre le facteur hydrodynamique (FH) et le kurtosis (KG), entre le facteur hydrodynamique (FH) et le classement (DFI)
- 2) entre le triage (T) et le classement (DFI)
- 3) entre l'écart type (σ) et le triage (T), entre la taille moyenne (TM) et le triage (T).

Ainsi au Cénomaniens, les fortes corrélations entre le facteur hydrodynamique, l'acuité des distributions et le classement montrent l'importance du facteur hydrodynamique sur le classement.

La taille moyenne du sédiment intervient également : les fortes corrélations entre la taille moyenne, le classement et le triage en sont la preuve. Ces résultats montrent que les apports détritiques auraient également une large place dans la sédimentation ; le sédiment après avoir déjà été trié une fois évoluerait ensuite dans un milieu de dépôt assez calme.

Au Cénomaniens il semble donc que le milieu de dépôt soit conditionné à la fois par les venues terrigènes (importance de la taille moyenne des sédiments) et par l'action des agents de transport (importance du facteur hydrodynamique).

A2) Turonien. (cf. tableau p.316)

Fortes corrélations :

- 1) entre le facteur hydrodynamique (FH) et le kurtosis (KG), entre le facteur hydrodynamique (FH) et le classement (DFI)
- 2) entre le triage (T) et le classement (DFI)

TABLEAU MATRICIEL

CONIACIEN

FORTES ET FAIBLES CORRELATIONS ENTRE LES INDICES GRANULOMETRIQUES

	TM	GT	KG	DFI	FH	T	SKI	σ
TM	1							
GT	r=0,471	1						
KG	r=-0,676	r=-0,127 o	1					
DFI	r=0,776	r=0,368	r=-0,360	1				
FH	r=0,767	r=-0,289 o	r=0,937 *	r=-0,883 *	1			
T	r=0,788	r=0,492	r=-0,755	r=0,964 *	r=-0,920 *	1		
SKI	r=0,657	r=0,206 o	r=-0,428	r=0,412	r=-0,434	r=0,297 o	1	
σ	r=0,751	r=-0,582	r=0,805 *	r=-0,938 *	r=0,923 *	r=-0,960 *	r=-0,347	1

* Fortes corrélations
o Faibles corrélations

3) entre l'écart type (σ) et le triage (T), entre l'écart type (σ) et le facteur hydrodynamique (FH), entre l'écart type (σ) et le classement (DFI)

Le triage (T) et le classement (DFI) mesurant à leur manière le classement, il est normal que le triage (T), le classement (DFI) et l'écart type (σ) soient bien corrélés.

Au Turonien :

- On note de fortes corrélations entre l'écart type, le facteur hydrodynamique, le triage et le classement ; et toujours de fortes corrélations entre l'acuité des distributions, le classement et le facteur hydrodynamique.

- Ces résultats nous montrent que l'écart type (σ) est un bon indice : il est en effet bien corrélé avec les indices de classement : triage (T) et classement (DFI).

Ces résultats montrent qu'au Turonien moyen à supérieur l'importance de l'agent de transport serait très significative et conditionnerait principalement le mode de dépôt tandis que les apports terrigènes joueraient un rôle secondaire.

N.B. Les sédiments du Soubeyran et du Mont Caumes-Pardiguières qui sont issus de l'érosion intensive du continent pourvoyeur par suite de réajustements tectoniques à cette époque ne sont pas analysés par cette méthode puisqu'ils gisent principalement sous forme de grès.

A3) Coniacien. (cf. tableau p.318)

Fortes corrélations :

1) entre le facteur hydrodynamique (FH) et le Kustosis (KG), entre le facteur hydrodynamique (FH) et le classement (DFI) ceci pour les mêmes raisons que précédemment.

2) entre le triage (T) et le classement (DFI) ; ceci est normal puisque le triage et le classement mesurent des évolutions tout à fait similaires.

3) entre le triage (T) et le facteur hydrodynamique (FH), entre l'écart type (σ) et le classement (DFI), entre l'écart type (σ) et le facteur hydrodynamique (FH), entre l'écart type (σ) et le triage (T) entre l'écart type (σ) et le kurtosis (KG)

TABLEAU MATRICIEL

SANTONIEN

FORTES ET FAIBLES CORRELATIONS ENTRE LES INDICES GRANULOMETRIQUES

	TM	GT	KG	DFI	FH	T	SKI	σ
TM	1							
GT	r=0,417	1						
KG	r=-0,634	r=0,098 o	1					
DFI	r=0,844 *	r=0,216 o	r=-0,488	1				
FH	r=-0,830 *	r=-0,251 o	r=0,870 *	r=-0,937 *	1			
T	r=0,746	r=0,527	r=-0,358	r=0,913 *	r=-0,763	1		
SKI	r=0,405	r=-0,200 o	r=-0,514	r=0,175	r=-0,325	r=0,238 o	1	
σ	r=-0,819 *	r=-0,136	r=0,373	r=-0,955 *	r=0,886 *	r=-0,925 *	r=-0,234 o	1

* Fortes corrélations
o Faibles corrélations

Au Coniacien on note que l'écart type est bien corrélé entre le facteur hydrodynamique (FH) et tous les indices de classement (triage T, acuité des distributions KG, classement DFI). Le choix de cet indice (σ) est très intéressant parce qu'à lui seul il nous renseigne sur la distribution granulométrique des sédiments.

Le facteur hydrodynamique (FH) qui conditionne le mode et le type de dépôt (fortes corrélations avec le triage, les indices de classement et l'écart type) paraîtrait également jouer un grand rôle à cette époque. Ces résultats montrent ainsi qu'au cours du Coniacien l'action de l'agent de transport prédominerait sur le rôle joué par les apports détritiques eux-mêmes.

A4) Santonien. (cf. tableau p. 320)

Fortes corrélations :

1) entre le facteur hydrodynamique (FH) et le kurtosis (KG)
entre le facteur hydrodynamique (FH) et le classement (DFI)

2) entre le triage (T) et le classement (DFI)

3) entre l'écart type (σ) et le classement (DFI), entre l'écart type (σ) et le facteur hydrodynamique (FH), entre l'écart type (σ) et le triage (T)

4) entre la taille moyenne (TM) et le classement (DFI), entre la taille moyenne (TM) et le facteur hydrodynamique (FH), entre la taille moyenne (TM) et l'écart type (σ).

Au Santonien de fortes corrélations entre la taille moyenne, le facteur hydrodynamique, l'écart type et le classement caractérisent cet étage. Ces résultats montrent que l'influence des apports détritiques paraît nette. Celle-ci paraîtrait au moins aussi forte que le rôle joué par l'agent de transport.

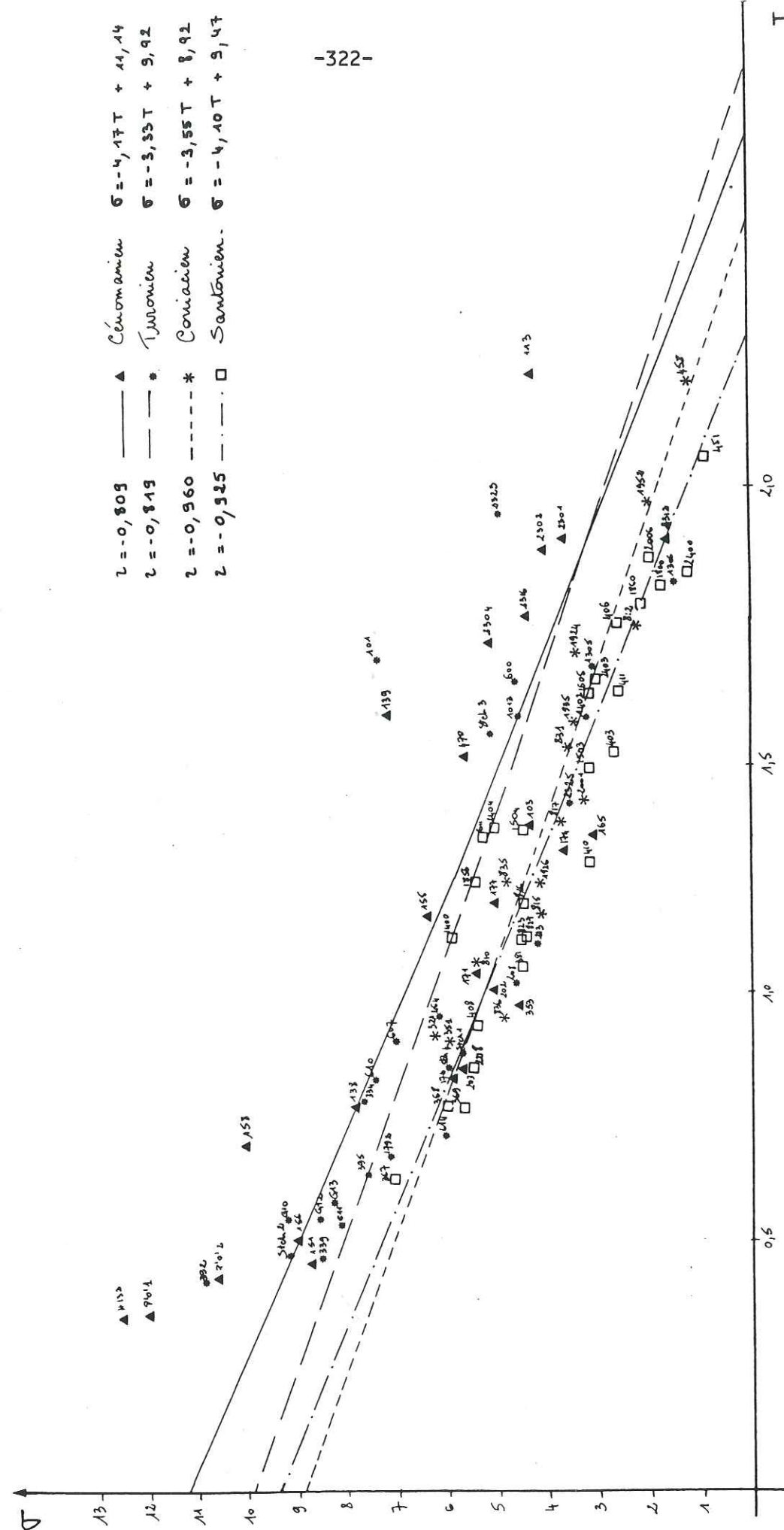
Ces résultats montrent qu'au cours du Santonien, le rôle des apports détritiques serait au moins aussi important que celui joué par l'agent de transport.

B - Corrélations significatives dans l'analyse sédimentologique.

A la vue des observations globales précédentes nous avons choisi de représenter graphiquement les corrélations qui nous apparaissent les plus significatives dans le domaine de la sédimentologie.

Ce sont :

1) à l'écart type (σ) et le triage (T)



- 2) La taille moyenne (TM) et le classement (DFI)
- 3) le facteur hydrodynamique (FH) et l'écart type (σ).

Sur ces graphes nous avons également tracé les droites de régression autour desquelles se répartissent les nuages de points.

B1) L'écart type (σ) et le triage (T) sont toujours fortement corrélés.

L'étude de cette corrélation nous est apparue intéressante car elle précise l'utilité de l'écart type en tant qu'indice granulométrique : nous avons constaté en effet que lorsque le triage (T) et le classement (DFI) sont fortement corrélés alors le triage (T) et l'écart type (σ) le sont aussi ; nous avons également noté que l'écart type (σ) et le classement (DFI) sont également fortement dépendants.

Nous pouvons conclure de ces réflexions que l'écart type (σ) mesure "à sa manière" le classement : c'est donc un bon paramètre du triage et du classement : nous pourrions l'utiliser largement dans ce sens.

Sur le graphe (p.322) nous avons reporté les valeurs des indices σ (en ordonnée) et T (en abscisse) en tenant compte de la stratigraphie. On obtient des nuages de points qui se répartissent autour de droites de fonction $y = ax + b$. Nous avons calculé la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la droite de corrélation avec le programme de calcul des coefficients de corrélation.

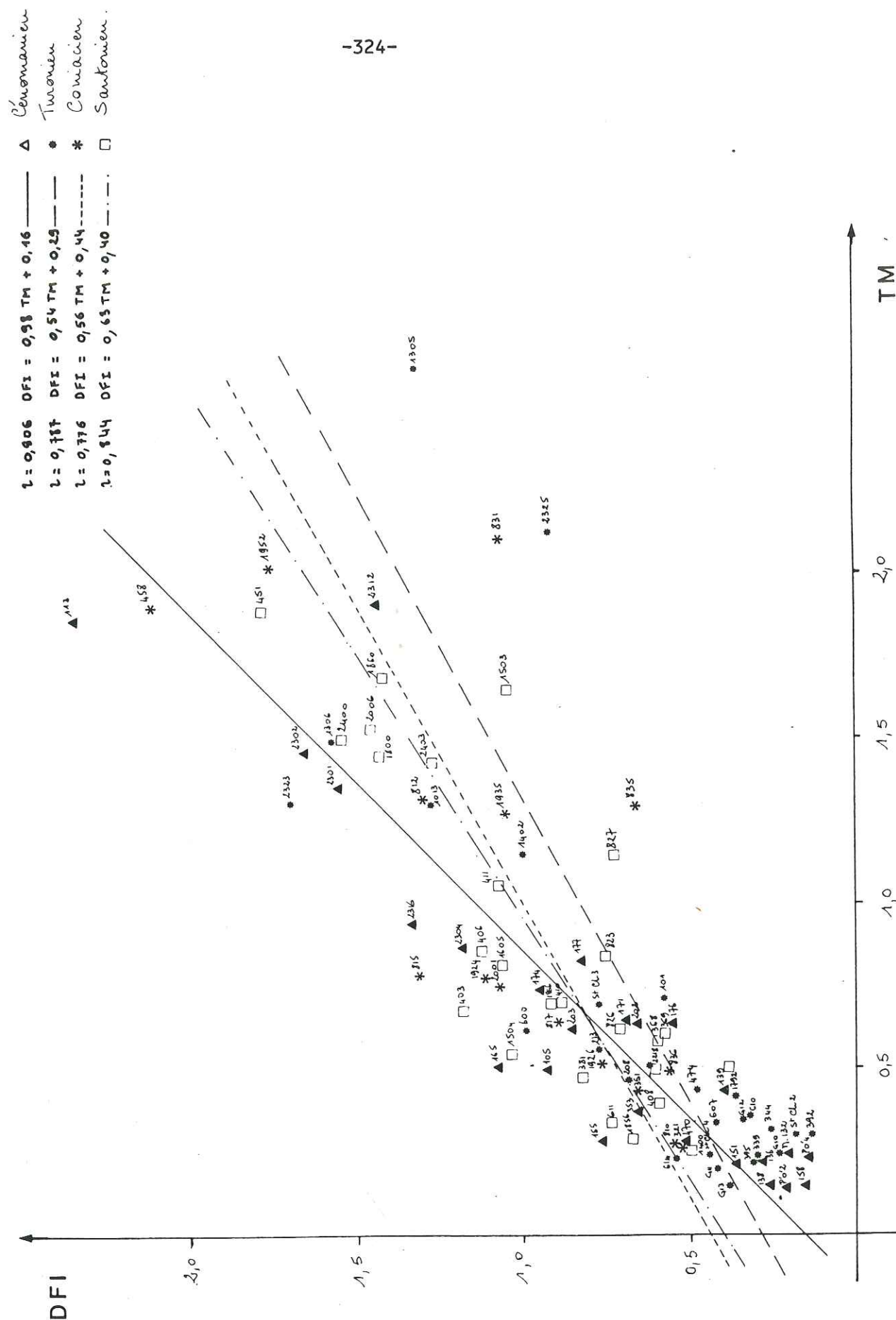
Pour ces 2 indices l'équation de la droite est : $\sigma = aT + b$.

Les observations montrent que les corrélations sont élevées (indice de corrélation $r > 0,800$) dans tous les étages stratigraphiques ; elles sont de plus en plus fortes du Cénomanién au Coniacién-Santonien.

B2) La taille moyenne (TM) et le classement (DFI)

Sur un autre graphe (p.324) nous avons reporté les indices TM en abscisse et DFI en ordonnée ; L'équation générale des droites de corrélation est : $DFI = a TM + b$.

On constate qu'au Cénomanién et au Santonién il existe une forte corrélation entre la taille moyenne et le classement ($r > 0,800$) ; Les résultats montrent qu'à ces époques, plus le sédiment est fin (TM faible), meilleur est le classement (DFI petit). Cela est confirmé par les fortes corrélations qui existent entre les indices TM et T (trriage) (voir matrice de corrélation).

B3) Le facteur hydrodynamique (FH) et l'écart type (σ).

Sur un graphe (p.326) nous avons reporté les indices FH en abscisse et σ en ordonnée. L'équation générale des droites est : $\sigma = a \text{ FH} + b$. On constate que les corrélations varient de manière notable suivant les étapes stratigraphiques et sont de plus en plus fortes (à peu de choses près) du Cénomanién au Santonien.

B4) Conclusions.

D'une manière générale et comme nous l'avons vu dans la première partie de cet exposé, ces trois exemples nous montrent qu'au fur et à mesure que l'on "monte" dans la série stratigraphique, l'agent de transport conditionne le classement et le triage (σ est représentatif du classement et du triage : cf. paragraphe B1).

Ainsi nous pouvons synthétiser les résultats en fonction de l'âge des sédiments.

- Au Cénomanién le milieu est conditionné à la fois par l'agent de transport et par les apports détritiques eux-mêmes.

- Au Turonien l'absence de fortes corrélations entre le facteur hydrodynamique et la taille moyenne du sédiment est nette. L'agent de transport qui conditionne le classement, le kurtosis et le triage joue donc dans ce cas un rôle prépondérant.

- Au Coniacien comme au Turonien la taille du sédiment n'est pas concernée par le facteur hydrodynamique ; l'importance de l'agent de transport est alors significative.

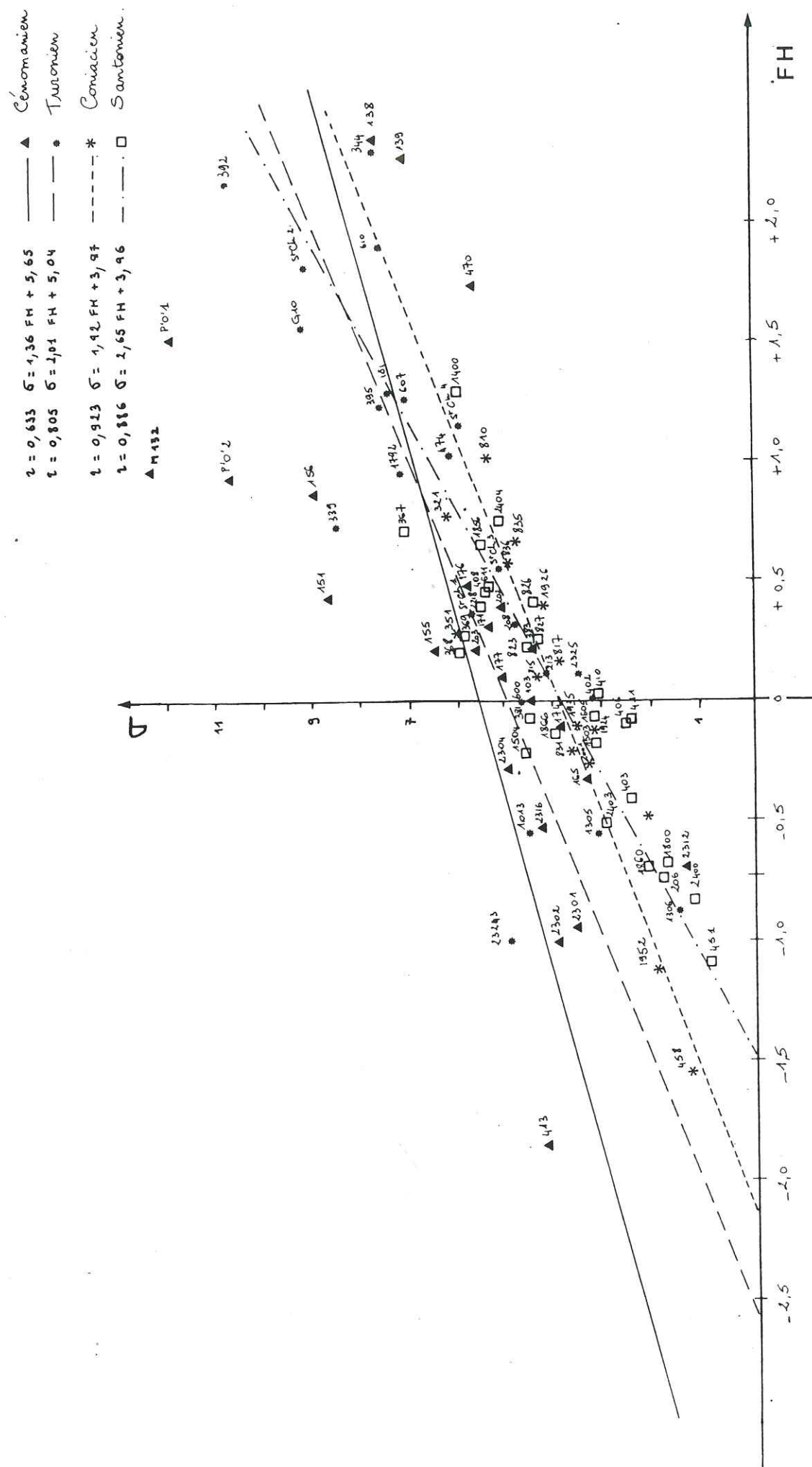
- Au Santonien l'influence des apports détritiques est au moins aussi importante que celle du facteur hydrodynamique.

Ces résultats montrent donc que du Cénomanién au Coniacien le classement est principalement conditionné par l'agent de transport.

Au Santonien malgré l'importance du rôle joué par le facteur hydrodynamique dans le classement on revient à un régime beaucoup plus détritique de comblement.

C - Corrélations non significatives dans l'analyse sédimentologique.

Les observations globales précédentes font apparaître que de fortes corrélations entre certains indices n'apportent pas forcément de bon



renseignements dans le domaine de la sédimentologie. Ce sont principalement le facteur hydrodynamique le (FH) et le classement (DFI) et le triage (T) et le classement (DFI)

C1) Le FH et le kurtosis KG ainsi que FH et DFI sont bien corrélés

Ceci est normal puisque le KG et le DKI mesurent les mêmes choses. L'un fait référence à la courbe de Gauss, l'autre à la courbe cumulative. FH dépend mathématiquement des 2 autres. Si les 2 premiers (KG et DFI) sont fortement corrélés il est fortement probable que FH le soit aussi. Pour ces raisons, ces indices sont fortement corrélés dans tous les étages stratigraphiques étudiés.

C2) Le T et le DFI sont également bien corrélés :

Ces deux indices mesurent à leur manière le classement : il est normal qu'ils soient fortement corrélés quelque soit l'échantillon. D'autres indices sont faiblement ou assez peu corrélés entre eux ; les résultats montrent qu'ils sont peu utiles dans l'analyse sédimentologique ; ce sont : le GT et KG DFI ; le GT et le FH ; le GT et le T ; le SKI et le , FH et T.

C3) L'étalement dimensionnel GT et KG. DFI ; GT et FH.

Les corrélations entre l'étalement dimensionnel GT et les autres indices sont toujours faibles. Il est important de constater que cet indice est indépendant de ceux qui montrent le classement et qui régissent le transport (KG, DFI, FH).

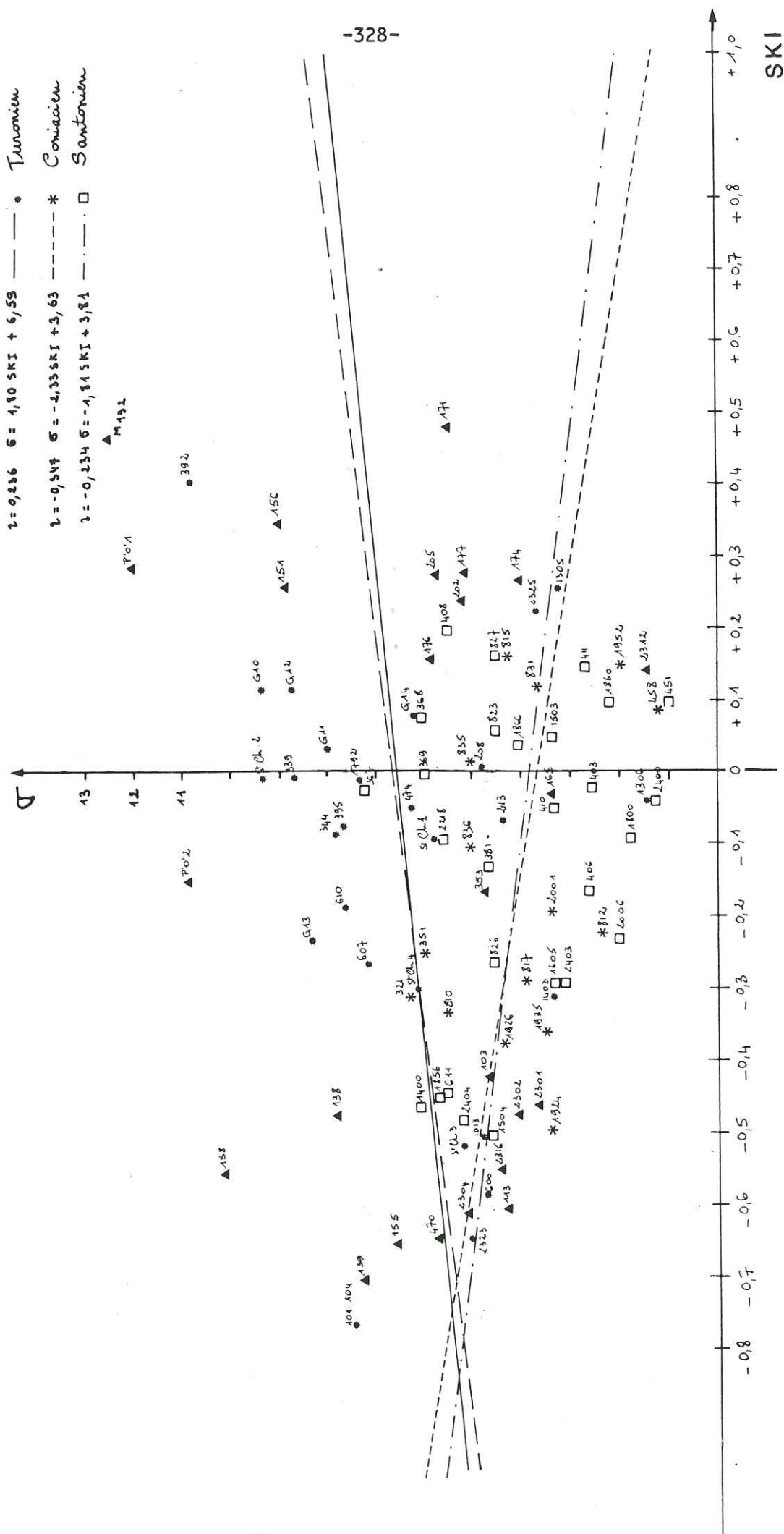
En effet le facteur hydrodynamique joue sur le classement et le triage des grains ; il ne conditionne pas et ne sélectionne pas à lui seul la répartition des particules grossières et fines qui dépend peut être de l'apport détritique. Les grosses et les petites particules étant présentes dans le milieu de sédimentation évoluent indépendamment du FH). L'envasement ou le non envasement dépend donc du stock détritique qui est apporté et non pas de l'importance du rôle de l'eau.

C4) GT et T.

Seul le triage est moyennement corrélé avec le GT. Ceci est compréhensible puisque le triage apprécie le rôle et l'importance soit de la fraction grossière soit de la fraction fine sur l'ensemble de l'échantillon.

N.B. Critique analytique : dans la colonne de tamis on tient compte des éléments compris entre 5 mm et 50 um ; l'étalement dimensionnel (GT) qui

$r = 0,223$ $\sigma = 1,49$ SKi + 6,52 Δ Cénozoïque
 $r = 0,236$ $\sigma = 1,80$ SKi + 6,59 \bullet Tertiaire
 $r = -0,347$ $\sigma = -2,33$ SKi + 3,63 $*$ Quaternaire
 $r = -0,234$ $\sigma = -1,81$ SKi + 3,81 \square Quaternaire



mesure la différence entre la taille de la plus grosse et de la plus petite particule varie donc somme toute assez peu contrairement aux autres indices qui varient suivant des facteurs indépendants de la maille analytique (donc du nombre de tamis).

C5) La symétrie (SKi) et l'écart type (σ) ; SKi et FH ; SKi et T ; SKi et la taille moyenne (TM).

Nous avons choisi comme exemple de faibles corrélations de représenter le graphique des variations des indices SKi et σ (p.328). Cet exemple graphique montre bien que nous obtenons un nuage de points très dispersé. Les coefficients de corrélation étant très faibles, les droites de régression n'ont pas grande signification.

La faible corrélation SKi et TM s'explique car ces 2 indices sont des valeurs indépendantes. Les corrélations SKi et σ , SKi et FH, SKi et T ne peuvent pas être de type linéaire ; en effet : Pour SKi : plus la valeur absolue du SKi sera proche de 0 et plus la distribution se rapprochera d'une distribution gaussienne. Si le signe de SKi est positif, il y a prépondérance des grossiers dans le sédiment mais par rapport à la taille moyenne et non pas dans l'absolu.

La seule relation qui pourrait exister entre le triage (T) (ou l'écart type σ ou facteur hydrodynamique FH) et le SKi pourrait se formuler ainsi : "Plus le classement est bon, meilleure est la distribution". (distribution gaussienne) ; il s'agirait donc d'une relation entre le classement et la valeur absolue du SKi ; un mauvais classement donnerait une valeur absolue forte au SKi mais de signe quelconque.

Donc la courbe idéale de cette relation entre SKi et σ par exemple serait une courbe en cloche mais en aucun cas une droite. La relation n'étant pas linéaire le coefficient de corrélation entre SKi et les autres indices est faible. Un type de régression logarithmique par exemple serait donc à rechercher.

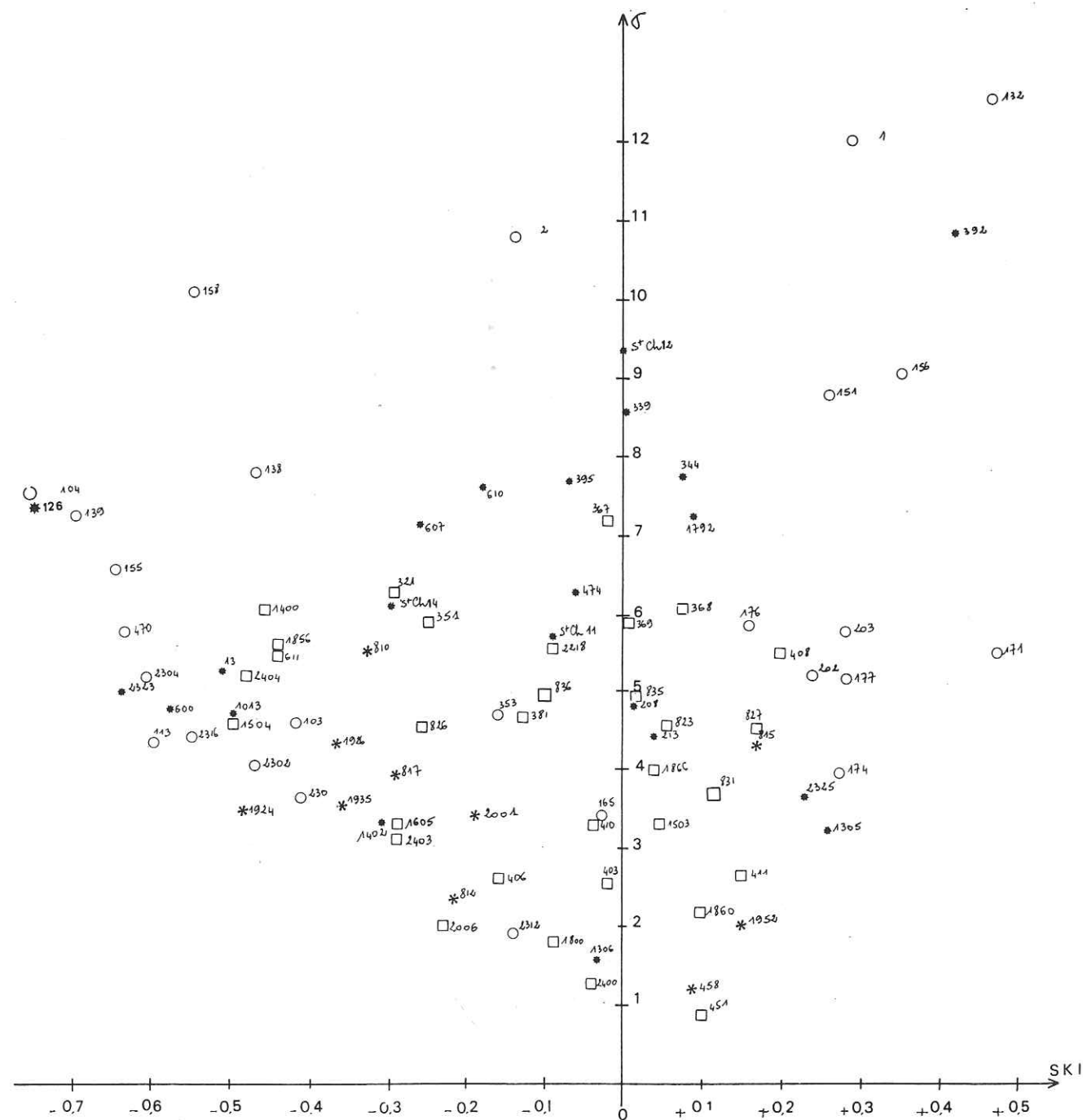
V.2.2. Les données de l'analyse statistique s'appuyant sur l'étude des relations σ -SKi.

A - Représentations graphiques des données granulométriques.

Après avoir expérimenté plusieurs combinaisons d'indices et en tenant compte des résultats apportés par la méthode des corrélations linéaires, nous avons choisi plus particulièrement l'étude des graphiques

GRANULOMETRIE DES SABLES

POSITION DES ECHANTILLONS DANS LE DIAGRAMME σ -SKI



- Cénomanien
- * Turonien
- * Coniacien
- Santonien

faisant intervenir les relations des indices SKi (symétrie) et σ (écart type) en raison de la bonne dispersion des points et de l'indépendance théorique de ces indices.

Le graphe est construit à partir de 2 axes orthonormés à échelles arithmétiques : on porte en abscisse les variations de la symétrie et en ordonnée celles de l'écart type. Non seulement les représentations graphiques sont claires et parlantes mais ces 2 indices sont tous deux très significatifs d'une courbe cumulative. (graphe p.330).

Ainsi tous les échantillons ont été représentés par des points reportés sur un seul graphe. De proche en proche nous les avons regroupés dans des nuages correspondant aux familles de courbes définies antérieurement : linéaire, sigmoïde, hyperbolique, parabolique et complexe. (gr.P.332)

* Les résultats précédents nous ont montré que les courbes dont le σ est $\leq 3,5$ sont de type linéaire :

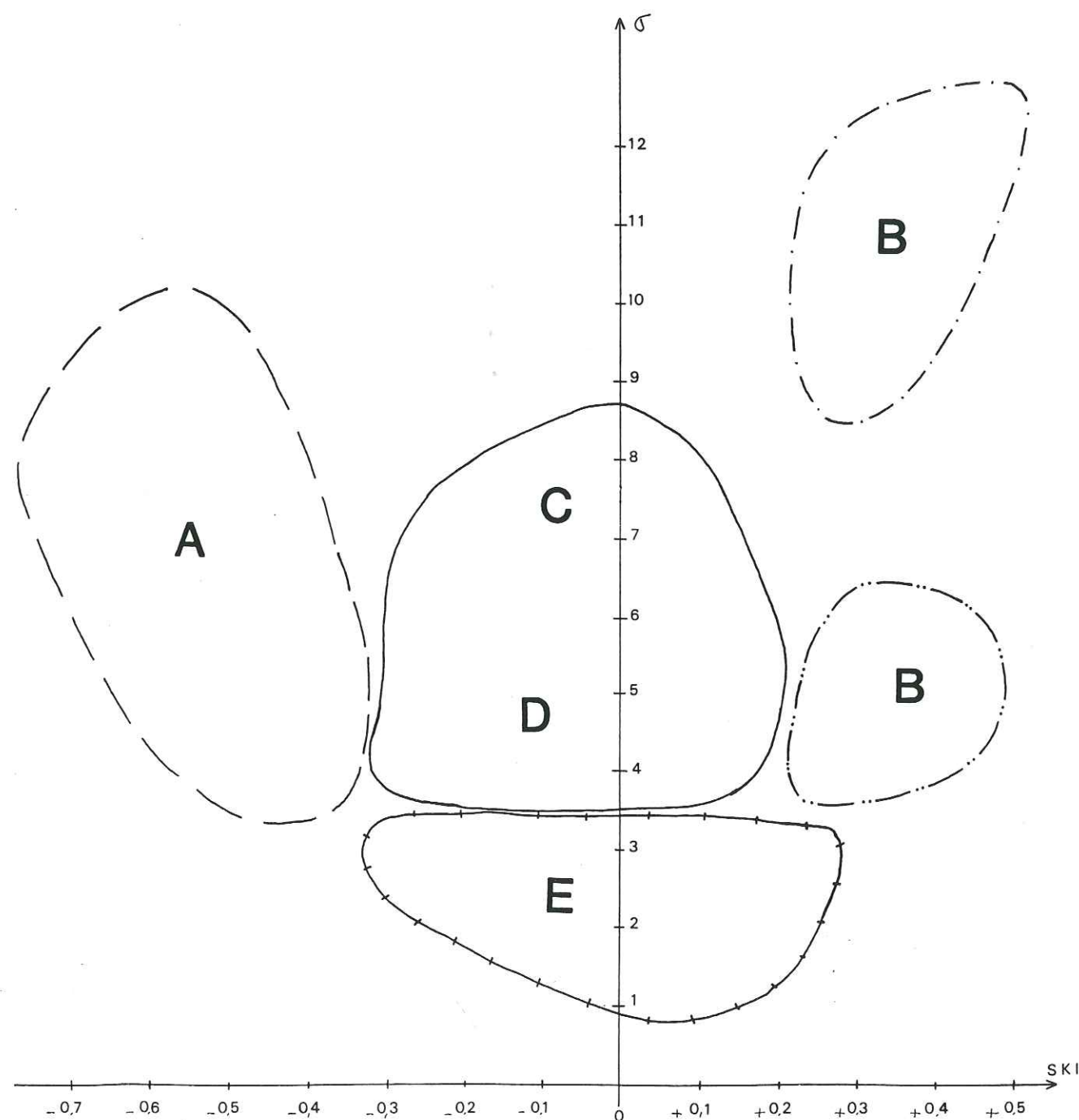
- pente de la courbe constante : c'est une droite ; faciès logarithmique
- histogramme plat : stock gaussien étalé
- bon équilibre des diverses fractions granulométriques : sédiment très hétérométrique
- évolution du sédiment peu poussée, incomplète
- triage très mauvais
- déplacement unitaire simple dans un flux dense qui n'a pas sélectionné (type avalanche)
- les faciès linéaire représentent généralement des dépôts rapides qui n'ont pas eu le temps de se trier (faciès turbidite par exemple)

* Les courbes cumulatives ayant une asymétrie positive : SKi $> 0,2$ et un $\sigma > 3,5$ sont de type parabolique :

- fort pourcentage de particules grossières par rapport à la taille moyenne
- pôle des histogrammes déplacé vers les particules grossières
- sédiment en fin d'évolution que l'on pourrait définir comme un anti-envasement
- courant forts de haute énergie

Ce sont les types de courbes de la partie droite des graphiques.

GRANULOMETRIE DES SABLES LOCALISATION DES PRINCIPALES FAMILLES DE COURBES DANS LE DIAGRAMME σ -SKI



COURBES COMPLEXES A
 PARABOLIQUES B
 HYPERBOLIQUES C

SIGMOIDES D
 LINEAIRES E

* Les courbes dont le σ est $\geq 3,5$ et dont le SKI est compris entre - 0,3 et 0,2 sont du type sigmoïde (sigmoïde parfait si $3,5 < \sigma < 7$)

- forte pente : courbe en "S"
- histogrammes pointus proches de la courbe de gauss (de + en + pointu quant σ augmente)
- prédominance relative des particules fines : c'est l'envasement
- sédiment évolué par lessivage et lévigation antérieurs au dépôt : les grosses particules sont restées en arrière, les fines qui constituent la majeure partie du sédiment se classent.
- basse énergie
- bon triage, bon classement (lorsque σ est fort)

* Des valeurs de σ très élevées : ($\sigma > 7$) et dont le SKI compris entre - 0,3 et 0,2 correspondent à des courbes sigmoïdes à tendance hyperbolique :

- faciès très évolué (quelque soit le diamètre des particules car il y a symétrie)
- envasement

* Les courbes sont complexes et difficiles à interpréter pour des valeurs de σ supérieures à 3,5 et lorsque l'asymétrie est négative ($SKI < - 0,3$)

- pôle des histogrammes déplacé vers les particules fines. Dans la plupart des cas étudiés, la courbe cumulative présente une partie linéaire qui correspond à un reliquat de particules grossières et une partie sigmoïde qui correspond au classement des particules les plus fines (LIN + SIG). L'influence du courant se fait sentir à partir d'un certain seuil et classe les particules fines. Il peut s'agir par exemple de turbidites remaniées par lessivage. Si les particules fines s'accumulent on peut arriver à un envasement.

Ce sont les types des courbes de la partie gauche des graphiques.

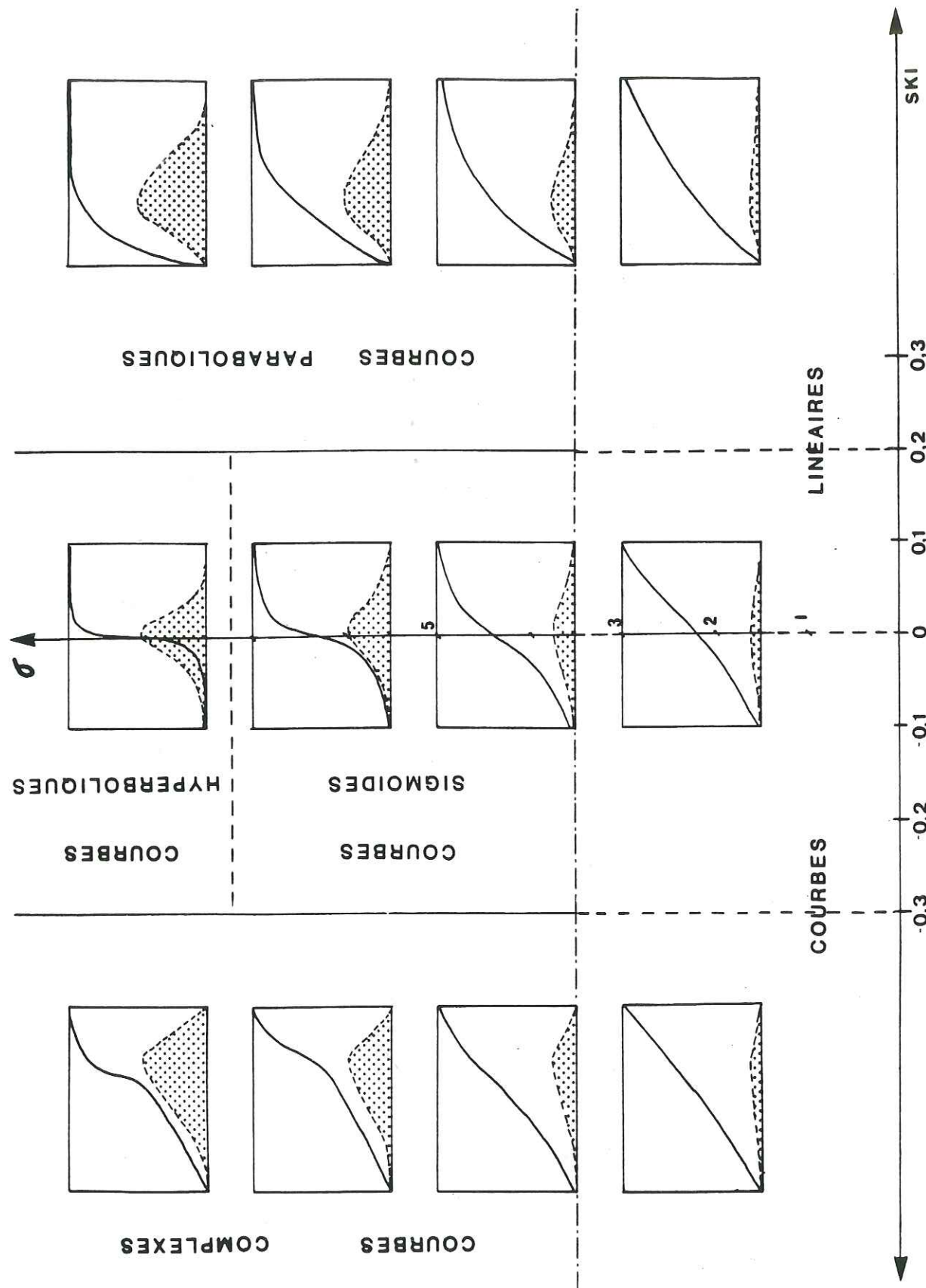
Ces réflexions comme nous l'avions pressenti précédemment montrent que le σ caractérise "l'amplitude" de la courbe tandis que le SKI caractérise sa forme.

N.B. Cet énoncé n'est valable que si les courbes sont unimodales. Malgré l'existence de phénomènes sous-jacents nous pouvons proposer un schéma de courbes rencontrées avec les variations de σ et SKI.

REPRESENTATION DES PRINCIPALES COURBES GRANULOMETRIQUES

DANS LES GRAPHIQUES

SKI . σ



Nous avons ainsi défini 5 zones dans le graphe. (p.334).

- Zone 1 : $\sigma \leq 3,5$: ce sont les courbes de type linéaire
- Zone 2 : $\sigma > 3,5$ et $SKi \geq 0,2$ ce sont des courbes de type parabolique
- Zone 3 : $7 > \sigma \geq 3,5$ et $-0,3 < SKi < 0,2$ ce sont des courbes de type sigmoïde
- Zone 4 : $\sigma \geq 7$, $-0,3 < SKi < 0,2$ ce sont des courbes de type hyperbolique
- Zone 5 : $\sigma > 3,5$, $SKi \leq -0,3$ ce sont des courbes de type complexe.

* Pour préciser le mode de dépôt dans une région donnée nous avons porté sur les graphiques le nom des lieux de prélèvement des échantillons. Les interprétations sont ainsi basées sur ces types de représentation mais tiennent également compte de tous les autres caractères granulométriques (autre indices, allure générale des courbes etc...)

* L'observation du graphique montre un léger déplacement des domaines vers la partie gauche de la représentation. Il est fortement probable que ce phénomène soit dû au fait que les courbes granulométriques ne sont pas rigoureusement unimodales et contiennent presque toutes une proportion abondante de particules fines.

Après avoir délimité sur graphique les domaines précédemment définis, nous avons vérifié que les courbes entraient bien dans les différents types prévus par la théorie.

Il suffit donc pour un échantillonnage donné de calculer les valeurs des indices σ et SKi qui le caractérisent. On peut connaître alors sa place dans l'un des "nuages", le type de courbe auquel il appartient et par là même le domaine granulométrique dans lequel il a évolué.

Une fois ces domaines repérés et bien définis, nous avons tracé 3 graphes où ne figurent que les échantillons d'un même période stratigraphique pour préciser les modes de dépôt.

B - Résultats et interprétations à partir des graphiques et des données sédimentologiques :

B1) Au Cénomaniens (graphe p.336).

B.1.1. Les domaines de bassin.

a) Bassin du Beausset: Cassis : sables fins, bien classés, très bien triés, courbes de type complexe.

c) Secteur de la Nerthe.

* Erevine : sables moyens à grossiers, mal classés, mal triés ;
Les types de courbes cumulatives sont de type complexe pour la

plupart.

d) Le Secteur de Berre-Martigues-C.F.R.

- sable très fin, très bien classé, extrêmement bien trié .
- courbe cumulative de type parabolique très évolué
- sédiment en fin d'évolution, anti-envasement

B.1.3. Conclusions partielles.

Ces résultats nous indiquent qu'au Cénomaniens deux types de sédiments prédominent :

a) Les sédiments dont les courbes sont de type parabolique :

Il s'agit essentiellement des secteurs du Beausset Est (Val d'Aren, Caumes) du Beausset Ouest (Pas d'Ouillier) et de Berre (Martigues)

a1) caractéristiques : sédiments lissivés se trouvant en fin d'évolution (bonne lévigation) ; forts pourcentages de particules grossières, bonne lévigation, forts triages par les courants, haute énergie.

a2) les résultats montrent que ces faciès de type parabolique à faible (Val d'Aren, Caumes) caractérisent les apports détritiques majeurs du Beausset Est. Ces derniers significatifs de l'érosion donc des réajustements tectoniques auxquels est soumis le domaine pourvoyeur à cette époque vont participer au comblement de la fosse Sud-provençale. Ces épandages évolués constitués d'un matériel polygénique, sont distribués dans le milieu de sédimentation pendant toute la durée du Cénomaniens inférieur et moyen.

b) Les sédiments dont les courbes sont de type complexe : ils sont essentiellement d'âge Cénomaniens moyen et supérieur. Il s'agit du Beausset Ouest (Cassis, Fontblanche, la Bégude) , de la Nerthe (Erevine) et de la région Nord- provençale (Ste Baume)

b1) caractéristiques : sédiment peu lessivé peu ou pas de sélection, reliquat de particules grossières et mélange, avec des particules fines (tendance à l'envasement) ; faible influence courantologique, basse à moyenne énergie.

b2) Interprétations : on observe la présence de ce type de sédiments à faciès complexes dans des milieux qui ne sélectionnent pas. (bassin environnement de plate-forme). Ces résultats sont en accord avec l'extension

de la plate-forme carbonatée contemporaine de la grande transgression marine du Cénomaniens moyen et supérieur.

B2) Au Turonien. (graphe p.340).

B.2.1. Les environnements péri-deltaïques.

a) Région du Beausset.

a1) Beausset Ouest

a1.1. Coupe type du Soubeyran

* Formation détritique du Pas de la Colle :

- sables moyens, mal classés, mal triés
- courbe de type complexe : sédiment hétérométrique, évolution

peu poussée

* Les sédiments terrigènes appartenant aux formations dites du Poudingue de la Ciotat sont caractérisés par des sables fins, très bien classés, très bien triés. Les courbes de type hyperbolique sont le reflet de sédiments très évolués.

a1.2. Au Pas d'Ouillier

- sables grossiers, mal classés, mal triés
- courbe de type linéaire à complexe
- pas de sélection (envasement)

a2) Beausset Est

a3) Mont Caumes - Revest - Costebelle

- sables moyens, bien classés, bien triés
- courbes de type sigmoïde. Les sédiments du Mont Caumes bien

qu'évolués ne paraissent pas s'individualiser comme au Cénomaniens en un axe d'apport bien défini ; la tendance générale des sédiments reste cependant à la sélection.

B.2.2. Les environnements côtiers et margino-littoraux.

a) Massif d'Allauch.

- sables grossiers et granules, mal classés, mal triés
- courbes cumulatives à tendance linéaire : sédiment non évolué,

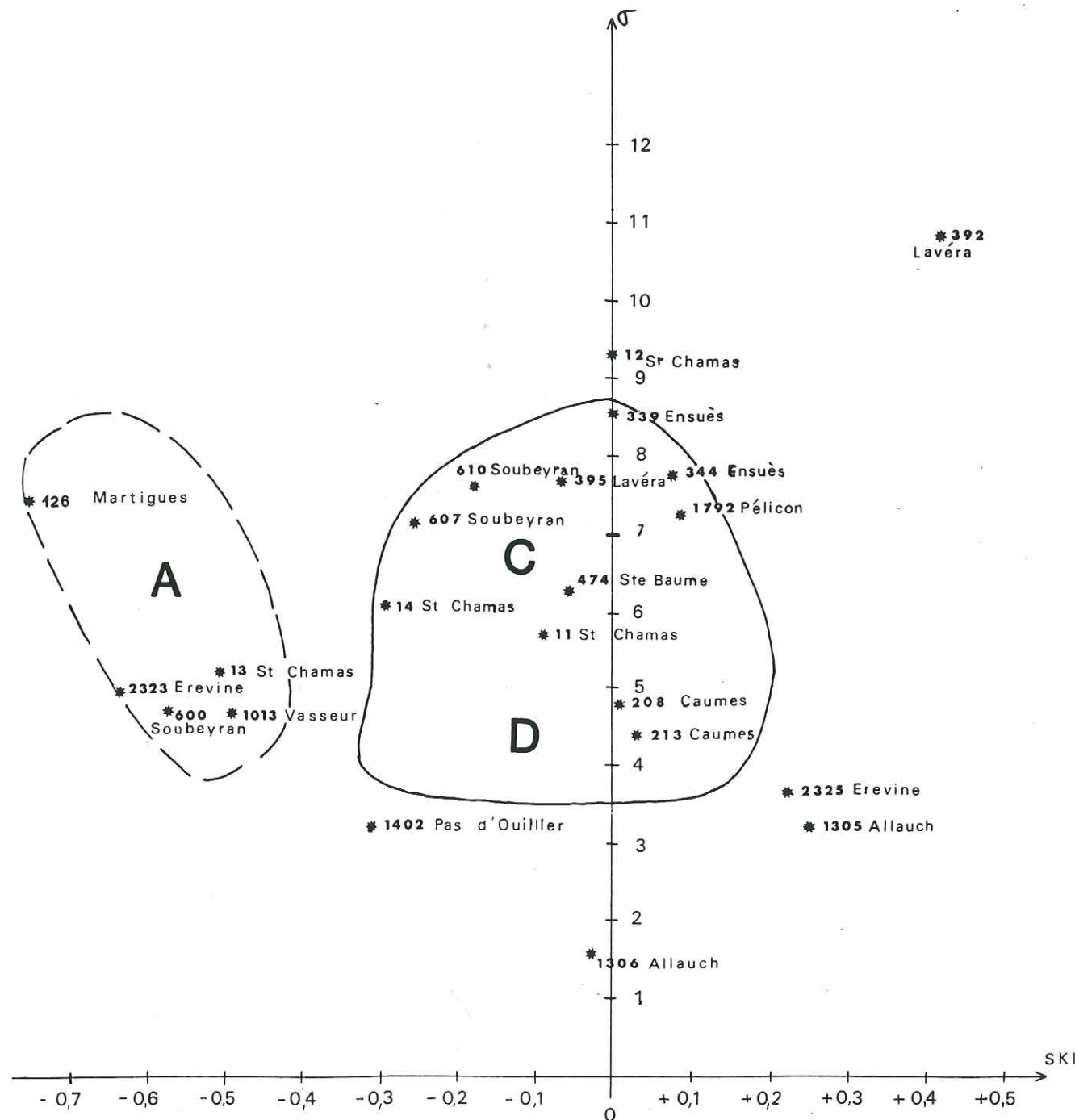
orientation parabolique (SKi négatif)

b) Ste Baume Bettons.

- sable fins très bien classés, très bien triés
- courbe de type sigmoïde (SKi négatif) sédiment tendant vers

l'envasement

GRANULOMETRIE DES SABLES
COURBES CARACTERISTIQUES DES SEDIMENTS
TURONIEN
DANS LE DIAGRAMME σ -SKI



COURBES COMPLEXES A
 HYPERBOLIQUES C
 SIGMOIDES D

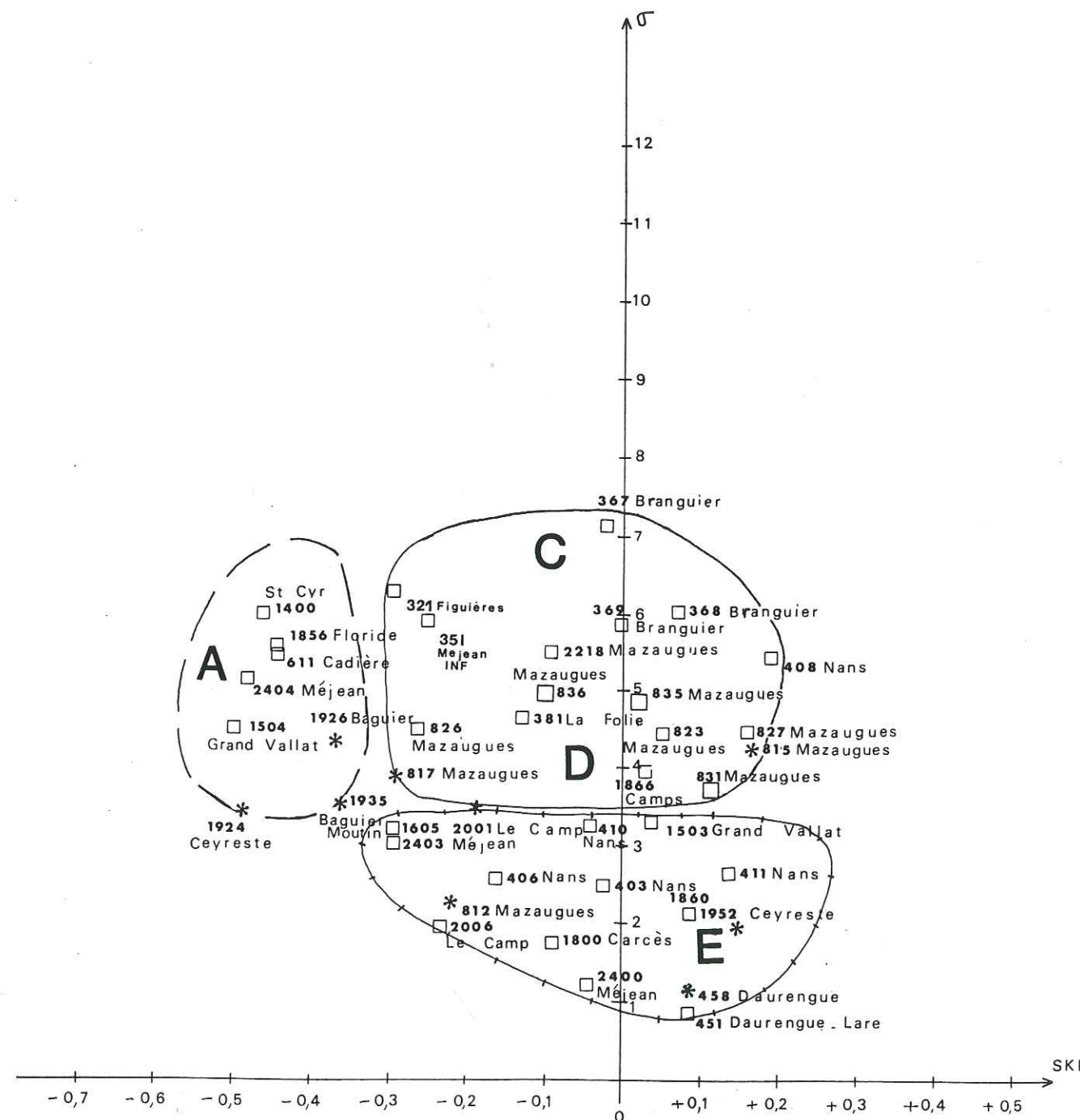
- c) Synclinaux varois : Pélicon :
- sables fins très bien classés très bien triés
 - courbe de type sigmoïde à hyperbolique
- d) Le synclinal d'Ensues, la Nerthe et de l'Etang de Berre
- d1) Puits st Antoine : (Ensues)
- sable très fins, très bien classés, extrêmement bien triés
 - courbe de type hyperbolique (tendance à l'envasement)
- d2) Erevine la Nerthe :
- sables grossiers mal classés, mal triés
 - courbe complexe (SKi négatif) et sables grossier assez bien classés, bien triés avec courbe linéaire (SKi positif)
- d3) Gare de Lavéra :
- sables très fins, extrêmement bien classés, extrêmement bien triés
 - courbes sigmoïde et parabolique (antienvasement)
- d4) Martigues C.F.R.
- sables moyens, bien classés, bien triés
 - courbes complexe tendance à l'envasement (SKi négatif)
- d5) Coupe Vasseur :
- sables grossiers mal classés, mal triés
 - courbes complexes
- d6) St-Chamas :
- sables fins très bien classés, extrêmement bien triés
 - courbes à tendance sigmoïde dans l'ensemble ; écarts vers les hyperboliques ou les complexes. Mais la tendance générale est à l'envasement (asymétrie négative)

B.2.3. Remarques.

a) Ces résultats montrent que dans l'ensemble les sédiments étudiés sont caractérisés par l'abondance des courbes cumulatives de type sigmoïde ; la tendance générale de la sédimentation au Turonien est donc au classement et à la sélection dans un milieu transgressif (Turonien supérieur en particulier)

b) Pendant le Turonien on n'observe qu'un seul ensemble parabolique franc dans la région de Lavéra. Celui-ci caractérisé par des sédiments très évolués ayant subi une courantologie et un triage assez forts serait susceptible de représenter l'axe de transport principal des apports à cette

GRANULOMETRIE DES SABLES COURBES CARACTERISTIQUES DES SEDIMENTS CONIACIEN SANTONIEN DANS LE DIAGRAMME σ -SKI



COURBES COMPLEXES A
HYPERBOLIQUES B
SIGMOÏDES C
LINEAIRES D
E

époque. La tendance parabolique des sédiments de Lavéra n'est pas non plus sans rappeler l'importance de l'érosion et donc de l'activité tectonique du secteur sud-occidental à occidental du domaine pourvoyeur.

c) Les sédiments du Mont-Caumes-Costebelle de type parabolique au Cénomaniens s'orientent davantage vers le type sigmoïde au Turonien. Cette évolution pourrait s'expliquer par une régularisation des apports, suite à la diminution de l'érosion et donc de l'activité tectonique du continent pourvoyeur.

d) Les sédiments de la Nerthe (Erevine) de Martigues et de la base du Soubeyran présentent des courbes de type complexe à linéaire parce qu'ils évoluent dans un environnement de plate-forme carbonatée en voie de démantèlement et parcequ'ils subissent également l'influence de la subsidence saccadée de la fosse Sud-Provençale.

e) Les sédiments du Soubeyran étudiés par cette méthode sont très évolués et très bien classés et sont caractérisés par des courbes granulométriques de type hyperbolique.

Les sédiments pour la plupart indurés qui n'ont pu être étudiés par tamisage classique seront de ce fait analysés par la méthode des tamisages virtuels en plaque mince applicable aux séries gréseuses (cf. granulométrie des grès).

Les poudingues et conglomérats étudiés dont la taille est bien supérieure à celle admise par tamisage classique n'entrent pas dans cette étude mais ils ont fait l'objet de comptages et de mesures sur le terrain ; ceux-ci montrent que la valeur de la médiane du sédiment varie entre 3 et 4 centimètres.

B3) Au Coniacien et au Santonien (p.342).

B.3.1. Les domaines de bassin (Région du Beausset Ouest en majorité)

a) Ceyreste

- sables moyens à grossiers, mal triés
- courbes de type linéaire (limite avec les complexes)

b) Baguier

- sables moyens à grossiers, assez bien classés, triage moyen
- courbe de type linéaire à tendance complexe

c) Le Camp- Le Beausset

- sables moyens à grossiers, mal classés mal triés

- courbes de type linéaire à légère tendance sigmoïde (Coniacien)
type linéaire franc pour le Santonien

d) StCyr

- * secteur de Fontvive et de la Cadière
- sables fins bien classés, triage moyen
- courbes de type complexe
- * secteur du Grand Vallat
- sables moyens à grossiers, mal classés, assez bien triés
- courbes de type linéaire et complexe (SKi négatif)

e) Remarques : Les sédiments, sables moyens à grossiers pour l'essentiel, appartenant à ces domaines sont en majorité mal triés et mal classés. Les courbes cumulatives de type linéaire à tendance complexe attestent ce résultat ainsi que l'importance toute relative des particules fines. Ces apports contribuent à alimenter en grande majorité la fosse Sud-provençale dont l'axe de subsidence se serait déplacé vers le nord à cette époque.

B.3.2. Les milieux de plate-forme.

a) Région Nord-provençale:

a1) Mazaugues

Il s'agit de sables moyens à grossiers, bien classés, bien triés.

La tendance linéaire des courbes caractérise le premier ensemble détritique. Les autres formations détritiques (deuxième et troisième ensembles de Mazaugues) sont mieux classées et présentent des courbes de type sigmoïde à parabolique.

a2) Nans le Cauron

Sable moyen assez bien classés, bien triés ; les courbes cumulatives sont de type linéaire.

a3) Synclinaux varois (Camps, Le Val, Carcès)

Dans l'ensemble les sédiments sont représentés par des sables moyens à grossiers, triage et classement moyen. Les courbes cumulatives sont de type linéaire.

a4) Daurengue la Lare en Ste Baume

Sables grossiers, mal classés, très mal triés ; courbes de type linéaire.

a5) Remarques : Les formations terrigènes des secteurs de Mazaugues sont assez grossières, bien classées et bien triés. Elles sont

caractérisées par des courbes granulométriques de type sigmoïde à parabolique mais la sélection des sédiments de ce secteur ne commencerait à ce faire qu'à partir du Santonien ; en effet celle-ci n'affecte que les ensembles détritiques supérieurs 2 et 3.

Les sables des autres secteurs de la Ste Baume sont pour la plupart grossiers, mal classés et mal triés ; les courbes granulométriques de type linéaire attestent l'absence de sélection des sédiments.

Au Coniacien puis au Santonien l'arrêt de la subsidence et le comblement de la fosse sud provençale pourraient expliquer en grande partie l'absence de sélection des sédiments. Au Santonien supérieur les sédiments de Mazaugues sont mieux classés et mieux triés parcequ'ils sont soumis à un environnement de plate-forme interne qui leur sert de support eu égard de réajustements tectoniques qui sont susceptibles de modifier l'érosion donc la sédimentation.

b) Région de la Nerthe.

b1) La Folie - la Nerthe

- sables fins bien classés, bien triés, courbes de type sigmoïde

b2) Méjean

- Méjean inférieur

sables fins bien classés, bien triés. Courbes de type sigmoïde

- Méjean moyen

sables grossiers mal classés, mal triés. Courbes de type complexe

- Méjean supérieur

sables fins bien classés, bien triés. Courbes de type complexe

b3) Figuières

sables fins bien classés, très bien triés. Courbes complexe à tendance sigmoïde.

b4) Remarques : dans l'ensemble les sédiments en majorité bien classés et bien triés ont acquis ces caractères dans un domaine largement transgressif situé à l'écart des apports détritiques orientaux.

c) Le Santonien supérieur et la régression anté-campanienne.

c1) Région nord provençale

* coupe de Branguier

sable fins très bien classés, très bien triés. Courbes cumulatives de type sigmoïde à orientation parabolique (SKi positif)

c2) Synclinal du Beausset

* Secteur du Moutin

Sables moyens, mal classés, mal triés correspondant à des dépôts littoraux laguno-saumâtres de comblement dans lesquels la sélection se fait mal, courbes de type linéaire.

c3) Remarques : Ces résultats montrent que les courbes granulométriques des échantillons de Mazaugues et de Branguier s'orientent vers le type parabolique. Les sables sont en revanche beaucoup plus grossiers à Mazaugues mais mieux classés à Branguier. Si les deux secteurs ^{sont} apparentés et suivant ces critères granulométriques il semblerait que le sens des apports s'effectuerait d'Est en Ouest de Mazaugues vers Branguier.

B.3.3. Conclusions partielles.

3.1 Au Coniacien et au Santonien la plupart des secteurs sont caractérisés par des sédiments peu évolués dont les courbes granulométriques sont de type linéaire (tendance au "non-classement").

a) la région du Beausset (Ouest en particulier) présente des sédiments dont les courbes de type linéaire et complexe montrent un début de classement des particules les plus fines (influence hydrodynamique existante bien que faible). Ces formations détritiques évoluent dans un milieu subsident (fosse Sud-provençale) dans lequel triage, classement et sélection se font mal.

b) Les sédiments de la région Ste Baume - Synclinaux varois qui présentent des courbes de type linéaire appartiendraient à des milieux lagunaires (fond de golfe, environnement de plate-forme).

3.2. Des courbes granulométriques de type sigmoïde à tendance parabolique caractérisent la majorité des sédiments datés du Santonien supérieur de la Ste Baume (Mazaugues et Branguier). Ces dépôts bien classés et bien triés définissent des apports détritiques majeurs (Mazaugues en particulier) qui évoluent au sein d'un environnement de plate-forme interne dans lequel classements et triages s'effectueraient de façon satisfaisante. Ces résultats seraient probablement liés à l'activité tectonique et à l'érosion privilégiée de la partie orientale du domaine pourvoyeur.

3.3. Dans l'ensemble du Coniacien au Santonien inférieur la plupart des sédiments présente des faciès granulométriques de type linéaire indiquant une absence de sélection. Au Santonien supérieur (reprise de

l'activité tectonique ?) l'érosion du continent pourvoyeur s'intensifie ; les venues terrigènes à tendance sigmoïde et parabolique caractérisent en particulier les sédiments du domaine oriental (Mazaugues) ; ceux-ci évolueraient ensuite au sein d'un environnement de Plate-forme interne qui serait favorable à la sélection des sédiments.

V.2.3. Conclusions générales apportées par l'ensemble des résultats à l'étude granulométrique de la fraction sableuse.

A - Cénomanién.

A1) Les résultats obtenus par la méthode des corrélations linéaires ont montré qu'au Cénomanién la sédimentation serait influencée, à la fois par l'activité du contexte terrigène (apports détritiques) et par l'action de l'agent de transport (facteur hydrodynamique).

A2) Au Cénomanién moyen supérieur et supérieur les environnements de plate-forme carbonatée d'une part et milieu de bassin (fosse Sud-provençale) d'autre part auraient une influence significative sur le contexte sédimentologique ambiant dans le sens d'une tendance générale de la sédimentation au mauvais classement ; les courbes granulométriques qui caractérisent les sédiments sont dans ce cas en majorité de type complexe.

A3) au Cénomanién inférieur et moyen les décharges détritiques majeures de Ste Anne Val d'Aren et du Mont Caumes s'effectuent dans un domaine marin subsident dépourvu de plate-forme carbonatée. L'importance des apports terrigènes probablement consécutifs à l'érosion intensive du continent pourvoyeur soumis à des réajustements s'ajouterait au contexte précédent et expliquerait le type de sédimentation très évoluée au cours de laquelle les sédiments concernés acquièrent des caractères paraboliques.

B - Turonien.

B1) La méthode des corrélations linéaires montre la prédominance de l'agent de transport dans l'orientation de la sédimentation. (Turonien moyen à supérieur)

B2) L'étude des courbes cumulatives en majorité de type sigmoïde à hyperbolique qui montre la tendance au "bon classement" des sédiments confirme ce résultat. Sous l'influence des agents de transport et en l'absence de brusques venues détritiques, les sédiments opèrent un classement généralisé dans toute la région étudiée. Les échantillons étudiés relatifs aux grands ensembles détritiques du Soubeyran et du Mt Caumes, également fins,

bien classés et très évolués, participent au même type de sédimentation. Le secteur de Berre Lavera caractérisé par des échantillons ayant des courbes paraboliques serait représentatif d'un axe de transport principal dans cette région au Turonien.

C - Coniacien - Santonien.

C1) L'étude des corrélations linéaires montre que pendant le Coniacien, l'agent de transport continue d'avoir une influence prédominante sur les apports détritiques tandis qu'au Santonien ces derniers ont un rôle au moins aussi importants que celui joué par l'agent de transport. Il est possible que ce dernier perde de sa puissance au Santonien, d'une part à cause du comblement de la fosse sud-provençale, d'autre part à cause de la régression de la mer à cette époque.




C2) Les courbes granulométriques accusent l'affaiblissement du courant pressenti par les analyses précédentes puisque l'on n'observe pratiquement pas de classement dans les sédiments qui sont peu évolués ; en effet les courbes granulométriques sont en majorité de type linéaire. Ces résultats confirment l'idée d'un contexte régional en voie de comblement. Au Santonien supérieur les sédiments de Mazaugues et de Branguier sont très évolués et présentent des courbes de type sigmoïde à parabolique significatives d'un domaine pourvoyeur oriental très érodé soumis à des réajustements tectoniques importants.

D - Cette étude permet donc de dégager un gradient d'évolution sédimentologique au cours du Crétacé supérieur : Au Cénomaniens les sédiments assez mal classés sont caractérisés par des courbes en majorité de type complexe ; pendant le Turonien s'effectue une tendance au classement (courbes sigmoïdes) ; au cours du Coniacien et du Santonien les sédiments ne subissent pratiquement plus d'évolution significative (courbe linéaire).

Du Cénomaniens au Santonien, on observe périodiquement et localement l'arrivée exceptionnelle d'apports détritiques grossiers caractérisés par des courbes de type parabolique : au Cénomaniens (Aren ; Ste Anne) Berre-Lavera au Turonien ; Mazaugues au Santonien supérieur. L'influence ponctuelle de ces apports n'est pas suffisante pour orienter dans ce sens l'ensemble du contexte sédimentologique qui dépend en majorité de l'évolution du domaine paléogéographique régional. (environnement de plate-forme carbonatée ; milieu de bassin etc...)

E - Ces résultats ne paraissent pas indépendants des épisodes transgressifs et régressifs qui ont affecté le domaine d'étude pendant le Crétacé supérieur marin. C'est en effet pendant le Turonien où les conditions régressives sévissent de façon continue et où un phénomène homogénéisateur a le temps de s'établir, que les sédiments sont les plus évolués. Par contre, les périodes de transgression extensive de la mer (Cénomaniens inférieur et supérieur, Coniacien) qui sont plus turbulentes seraient quant à elles moins favorables au classement des sédiments : la rapidité du phénomène transgressif empêcherait dans ce cas, une homogénéisation des sédiments qui n'est certainement pas non plus indépendante de l'influence de certains apports détritiques majeurs (sables de Ste Anne). Les épisodes intermédiaires qui laissent derrière eux des sédiments susceptibles de se redistribuer de façon anarchique dans le domaine de dépôt, seraient quant à eux assez peu propices au classement. (Santonien)

Schématiquement on peut résumer ces conclusions de la façon suivante :

	CENOMANIEN 	TURONIEN 	SENONIEN 
Aspect des courbes	- <u>Tendance générale de la sédimentation</u> : courbes complexes ; mauvais classement - <u>Tendance locale</u> (Cénomaniens inférieur) Courbes paraboliques : St Anne Ar n Caumes	- <u>Tendance générale de la sédimentation</u> : courbes sigmoïdes à hyperbolique ; bon classement - <u>Tendance locale</u> (Turonien sup) Courbes paraboliques : Berre Lavéra	- <u>Tendance générale de la sédimentation</u> : courbes linéaires ; aucun classement - <u>Tendance locale</u> (Santonien sup) Courbes paraboliques : Mazaugues Branguier
Agent dynamique dominant	* influence mixte de la sédimentation terrigène et de l'agent de transport (facteur hydrodynamique)	* agent de transport (FH) dominant	* Coniacien agent de transport dominant Santonien influence mixte terrigène-F.H.
Stock	sédiments hétérogènes	Sédiments homogènes	sédiments hétérogènes
Episodes marins	Transgression extensive de la mer (Cénomaniens inf. Cénomaniens moyen et supérieur).	oscillation eustatique : Turonien inférieur régressif Transgression oscillation au Turonien supérieur	Transgression extensive de la mer au Coniacien Régression au Santonien

V.2.4. Analyse des milieux d'origine de transit et de dépôt de certains apports terrigènes.

Pour préciser l'origine des milieux de transit et de dépôt nous avons reconsidéré les paramètres granulométriques σ et SKi ainsi que d'autres caractères sédimentologiques tels que la taille moyenne, le classement ou l'exoscopie des quartz. Ces données nous ont permis de proposer une origine possible de certains sédiments par comparaison avec les critères sédimentologiques fournis en matière de connaissance des milieux deltaïques actuels.

A - Au Cénomanién inférieur et moyen les analyses nous ont permis de distinguer essentiellement deux types de sédiments :

A1) Premier type :

Au Val d'Aren Ste Anne d'Evenos et au Mont Caumes d'une part, à l'Erevine-la Nerthe d'autre part.

Les sédiments de ce type sont sableux et azoïque ; ce sont des sables moyen à grossier très bien triés dont la taille moyenne est supérieure à 400 μ m ; le classement est bon ; l'écart type compris entre 4 et 6 ; le SKi est positif pour les échantillons du Val d'Aren-Ste Anne-Caumes très négatif pour ceux de l'Erevine.

L'exoscopie a montré la prédominance de quartz deltaïques surtout en ce qui concerne les échantillons du Val d'Aren-Caumes dans lesquels des figures de néogénèses liées à un milieu de plaine deltaïque sont bien reconnaissables avant la reprise finale des grains en milieu marin. Ces caractères bien que moins accusés caractérisent également une partie des échantillons de l'Erevine.

A2) Deuxième type :

Au pas d'Ouillier, la Bégude, Fontblanche d'une part, à l'Erevine (base de la coupe) d'autre part, les sédiments sont plus diversifiés, moins propres et plus complexes que précédemment ; on note également la présence de débris bioclastiques.

Les sédiments étudiés présentent les caractères d'un sable fin (Q_2 entre 150 et 200 μ m) ; classement et écart type sont variables (σ assez élevé en général : < 6) tandis que l'indice SKi tantôt positif tantôt négatif est peu significatif. L'exoscopie de ce type de sédiments a montré l'existence de phénomènes deltaïques liés à l'interaction mixte de l'écoulement fluvial et de la marée.

A3) Interprétations :

A31. Si l'on fait référence aux études sédimentologiques et aux schémas morphologiques de différents deltas proposés par divers auteurs (Fisher et al 1969 ; Allen 1970 ; Coleman et Wright 1975 ; Brown et Fisher 1977 ; Allen et al 1979 ; Roberts et al 1980 ; Coleman et al 1983) Il semble que les sédiments qui constituent les dépôts du Val d'Aren - Caumes paraissent avoir évolué en partie dans un milieu de plaine deltaïque, tandis que ceux du Pas d'Ouillier - Fontblanche seraient davantage à rattacher au domaine d'un delta-front. Par ailleurs, et de la même façon deux types de sédiments caractérisent les dépôts de la Nerthe l'Erevine les uns (ceux de la base de la coupe) pouvant être attribués au delta front, les autres à la plaine deltaïque.

A32. Si l'on cherche à caractériser les aires de dépôts dont nous avons analysé les caractères sédimentologiques, on constate que les sédiments qui les constituent auraient été étroitement liés dans un premier temps au système de type deltaïque décrit précédemment. Si l'on fait référence aux caractères exoscopiques des quartz acquis en épisode final, on voit que les aires de transit et de dépôt des sédiments appartiendraient pour la plupart à un milieu sous marin. Les sédiments auraient ainsi acquis une dynamique sédimentaire propre (sédimentation gravitaire, courants, turbidites ?) qui reprendrait et résédimenterait les dépôts d'origine deltaïque de départ. Ainsi s'organiserait un classement granulométrique du à une dynamique sédimentaire particulière (système de pente par exemple) ; celle-ci se surimposerait au classement génétique antérieur de type deltaïque. Les sédiments provenant du domaine de plaine deltaïque (Val d'Aren, Ste Anne, Caumes d'une part ; base de l'Erevine d'autre part) constitués nous l'avons vu de particules granulométriques grossières se répartiraient de par leur taille en zones proximales de corps sédimentaires à définir ; ceux provenant du delta-front en zone distale (Pas d'Ouillier, Fontblanche, la Bégude). Ces ensembles pourraient constituer par exemple des corps sédimentaires terrigènes de type éventails associés à des canons (*), dans un environnement de dépôts carbonatés sous marins, désigné sous le nom de gouttière provençale (Philip 1970)

* Ces aires de dépôt ainsi proposées demanderaient à être étudiées par l'analyse détaillée des figures sédimentaires afin de mieux apprécier la dynamique qui les caractérise.

B - Au Cénomani moyen-supérieur et supérieur, les sédiments de la Nerthe-Erevine et de Berre-Martigues paraissent avoir évolué dans un contexte de type deltaïque ; comme dans le cas précédent les analyses sédimentologiques permettent de préciser s'ils proviennent préférentiellement d'un contexte de plaine deltaïque (Erevine inférieur) ou du domaine d'un delta-front (Erevine supérieur-Martigues)

Si l'on fait référence aux cartes paléogéographiques (Philip 197 et si l'on tient compte des analyses et résultats exposés précédemment il semble que les domaines de dépôt pourraient s'organiser de la même façon en corps terrigène gravitaire (éventails, lobes, canons) dans un environnement de plate-forme carbonatée. Dans ces conditions et tenant compte de la position de la plate-forme qui séparait les régions de la Nerthe et de Berre il apparaît que les apports terrigènes de la Nerthe auraient une origine franchement méridionale tandis que ceux de Berre proviendraient d'un secteur Sud occidental du continent pourvoyeur.

Ce mode d'alimentation semble indiquer l'existence de deux ensembles deltaïques bien différenciés : un distributaire actif provenant d'un système deltaïque (peut être le même qu'au Cénomani inférieur et moyen) fournissant les apports terrigènes de la Nerthe Erevine ; un autre système deltaïque plus occidental, indépendant du premier nourrissant les dépôts de Berre-Martigues.

C - Turonien : Les critères analytiques et les caractères sédimentologiques définis précédemment nous ont permis de penser que le transit des sédiments du Soubeyran du Mont Caumes, de Lavera et de Mazaugues s'était effectué en premier lieu dans des domaines relatifs à la plaine deltaïque d'un delta ; quant aux sédiments de la Nerthe (Erevine Ensues) et

du Pas d'Ouillier, ils portent les caractères spécifiques d'un delta-front auquel nous pourrions donc les attribuer.

(2) Dès lors nous pouvons essayer de préciser l'organisation du domaine de dépôt.

(21) Les apports de la région du Beausset Est (Caumes) du Beausset Ouest (Soubeyran) et de la Nerthe (Ensues, Erevine) pourraient provenir d'un même système deltaïque localisé dans un secteur franchement méridional du continent pourvoyeur. Partant de là et suivant les analyses exoscopiques (épisode marin final) les dépôts terrigènes s'organiseraient en corps sédimentaires (lobes, éventails associés à des canons sous marins) ; les apports du Soubeyran, du Mont Caumes, en position proximale, ceux du Pas d'Ouillier et de l'Erevine en position distale par rapport au domaine pourvoyeur).

(22) En ce qui concerne les apports terrigènes des régions de Berre (Lavéra) et Nord Provençale (Mazaugues) et compte tenu de la paléogéographie (Philip 1970) il semble qu'il pourrait s'agir de sédiments ayant transité dans deux systèmes deltaïques plus petits, indépendants du précédent et situés l'un dans un domaine sud occidental à occidental du substrat pourvoyeur, l'autre dans un domaine plus oriental.

Les sédiments portent nous l'avons vu des caractères sédimentologiques et exoscopiques spécifiques d'un milieu de plaine deltaïque. Etant donné les résultats de l'exoscopie des quartz (reprise finale en milieu marin nous proposons également une organisation en corps sédimentaires (lobes éventails associés à des canons) pour ces types de dépôts.

(23) Les apports terrigènes de Martigues et de St Chamas qui sont caractérisés par des figures exoscopiques de type éolien et marin (épisode final) sembleraient avoir évolué (transit et dépôt) indépendamment des systèmes deltaïques définis précédemment et auraient transité jusqu'au milieu marin de dépôt à partir d'environnements particuliers de type cordon littoral ou dune cotière qui pourraient donc caractériser localement la côte sud occidentale (ou occidentale) du continent pourvoyeur (petits fleuves côtiers, plages, dunes, lagunes).

D - Sénonien.

D1) Les caractères sédimentologiques définis précédemment nous montrent que les sédiments des régions nord Provençales (Ste Baume, Mazaugues, Nans Branguier) d'une part et de la Nerthe Méjean d'autre part auraient évolué dans un milieu de plaine deltaïque ; Les sédiments de la

Nerthe Figuières auraient davantage de liens avec le delta-front d'un autre système deltaïque ayant fourni les échantillons de la Nerthe-Méjean.

D2) Comme nous l'avons défini précédemment et suivant les analyses sédimentologiques et exoscopiques (épisode marin final) après un transit de type deltaïque les apports s'organiseraient en corps sédimentaires (lobes éventails associés à des canons sous marin ?). Ceux-ci proviendraient de deux systèmes deltaïques bien différenciés qui pourraient se situer l'un dans un secteur Sud oriental du continent pourvoyeur et fournissant le apports de Mazaugues-Ste Baume, l'autre dans un secteur plus méridional de ce même continent et alimentant la région de la Nerthe-Méjean.

D3) Les apports terrigènes de Ceyreste, du Baguier etc... caractérisés par des figures exoscopiques acquises en domaine marin auraient évolué indépendamment des grands systèmes deltaïques définis ci-dessus ; il semble qu'une reprise marine des sédiments éoliens à partir de domaines côtiers caractéristiques (dunes, cordons littoraux) soit envisageable pour expliquer le transit et la mise en place des sédiments terrigènes dans le milieu de dépôt.

V.3. GRANULOMETRIE DES GRES : INTERPRETATIONS.

V.3.1. Exploitation des histogrammes de fréquence suivant les variations de Q2 et σ .

Dans un premier temps, nous avons uniquement tenu compte de la taille et du classement des sédiments. Ces renseignements ont été obtenus après exploitation des histogrammes de fréquence et par l'étude des variations de la médiane et de l'écart type.

A - Définition des différents types d'histogrammes.

Bien que la méthode soit limitée au stade des seuls histogrammes plusieurs "faciès" (*) ont été définis grâce à cet examen. Nous avons distingué :

a) Un faciès homogène pour lequel les valeurs de la médiane sont faibles et celles de l'écart type fortes : dans ce cas la répartition du sédiment se fait dans un petit nombre de classes granulométriques.

b) un faciès dispersé dans lequel les valeurs de Q2 sont fortes et celles de σ faibles ; la répartition du sédiment se fait dans ce cas

(*) on emploie le terme de faciès granulométrique pour définir les différents types d'histogrammes de fréquence.

dans un très grand nombre de classes granulométriques.

c) Un faciès mixte, dispersé, mais tendant vers un ordonnancement les valeurs de Q2 et de σ sont moyennes ; dans ce cas le sédiment est réparti dans un nombre moyen de classes granulométriques.

B - Résultats.

Pour chaque étage stratigraphique, nous avons regroupé les échantillons suivant qu'ils appartiennent à l'un ou l'autre des faciès précités ; on obtient les résultats suivants :

1) Cénomanién.

a) Faciès homogène : région Nerthe Berre: Erevine, La Folie
région Beausset Ouest : Cassis, Fontblanche, Pas d'Ouillier ; région Beausset Est : Revest.

b) Faciès dispersé : région Beausset Ouest : la Bégude ; région Beausset Est : Ste Anne, Val d'Aren, Revest-Costebelle.

2) Turonien :

a) Faciès homogène : région Berre : Erevine ; région Beausset Ouest : Soubeyran ; région Beausset Est : Caumes-Pardiguières ; région Nord Provençale : Allauch.

b) Faciès mixte : région Berre : Lavéra, Vasseur ; région Nerthe : Puits-St-Antoine.

c) Faciès dispersé : région Berre : St Chamas ; région Beausset Est : Caumes-Costebelle.

3) Sénonien.

a) Faciès homogène : région Nerthe : Figuières ; région Beausset Ceyreste, Le Camp-Le Beausset ; région Nord Provençale : Daurengue, Lare.

b) Faciès dispersé : région Beausset : Baguier ; région Nord Provençale : Mazaugues, Nans, Camps la Présidente, La Pomme, Branguier.

B1) Au Cénomanién se dégagent deux secteurs principaux ; d'ouest en Est on distingue :

a) Un domaine groupant les formations de la Nerthe (La Folie, Erevine) et de Cassis caractérisées par des sédiments très fins et très homogènes (répartition du sédiment dans un petit nombre de classes granulométriques). Ces échantillons auraient évolué et acquis ces caractères dans la fosse sud-provençale qui occupait à cette époque la bordure méridionale de la région étudiée (Philip 1970)

b) Les secteurs du Beausset Ouest et Est (La Bégude, Ste Anne Val d'Aren, Caumes, le Revest) dans lesquels les sédiments de taille relativement élevée se répartissent dans un grand nombre de classes granulométriques. Ces apports correspondent probablement à une période d'érosion intensive consécutive aux réajustements tectoniques du continent pourvoyeur au Cénomanién inférieur.

c) Remarques : ces résultats montrent que les sédiments à tendance homogène sont regroupés à l'ouest de la région étudiée tandis que les sédiments plus hétérogènes se regroupent à l'Est.

B2) Au Turonien d'Ouest en Est se différencient :

a) Le secteur de Berre :

* Berre Sud - Sud Ouest (Lavéra, Vasseur) : sédiments fins relativement homogènes.

* Berre Nord (St Chamas) : sédiments fins à moyens plus hétérogènes.

b) Un grand secteur comprenant :

La Nerthe Est (Erevine) le Beausset Ouest (Soubeyran) le Beausset Est (Caumes-Pardiguières) la Ste Baume Ouest (Allauch) caractérisés par des sédiments très fins et très homogènes (répartis dans un petit nombre de classes granulométriques).

c) Le secteur du Beausset Est (Caumes-Costebelle) dont les sédiments de taille moyenne, très homogènes, sont du même type que ceux rencontrés dans la même région au Cénomanién.

Au Turonien les sédiments présentant un faciès homogène sont observés dans de nombreux secteurs du domaine d'étude où ils évolueraient en majorité dans un milieu subsident relativement calme ou à l'écart des axes d'apport principaux.

Les sédiments hétérogènes se situent dans les régions de Berre St Chamas et du Beausset Est (Caumes Costebelle). Ceux-ci traduisent les réajustements tectoniques et l'érosion active des domaines pourvoyeurs orientaux et occidentaux au Turonien supérieur.

B3) Au Coniacien et au Santonien on distingue :

a) Un secteur Ouest-Sud Ouest (Nerthe Beausset) caractérisé par des sédiments très fins relativement homogènes suite au ralentissement de la subsidence ceux-ci participeraient au comblement de la fosse Sud-Provençale où ils auraient évolués.

b) Un secteur Nord-Nord Est (St Baume-Mazaugues) dont les sédiments de taille moyenne à grossière se répartissent sur un grand nombre de classes granulométriques ; ces apports terrigènes traduisent la poursuite de l'érosion et de l'activité tectonique dans le secteur oriental du domaine pourvoyeur au Santonien supérieur ainsi que l'évolution des sédiments dans un environnement de plate-forme interne.

C - Conclusions.

Cette première approche nous permet d'apporter les remarques suivantes :

a) Les sédiments grossiers et très hétérogènes sont localisés

- au Cénomanién inférieur dans la région du Beausset Est (Val d'Aren, Ste Anne-Caumes, le Revest)

- au Turonien moyen à supérieur dans le secteur franchement oriental du Beausset Est (Caumes-Revest) et dans celui de Berre (St Chamas)

- au Coniacien Santonien, au Nord Nord Est dans la région de la Ste Baume (Mazaugues, Branguier)

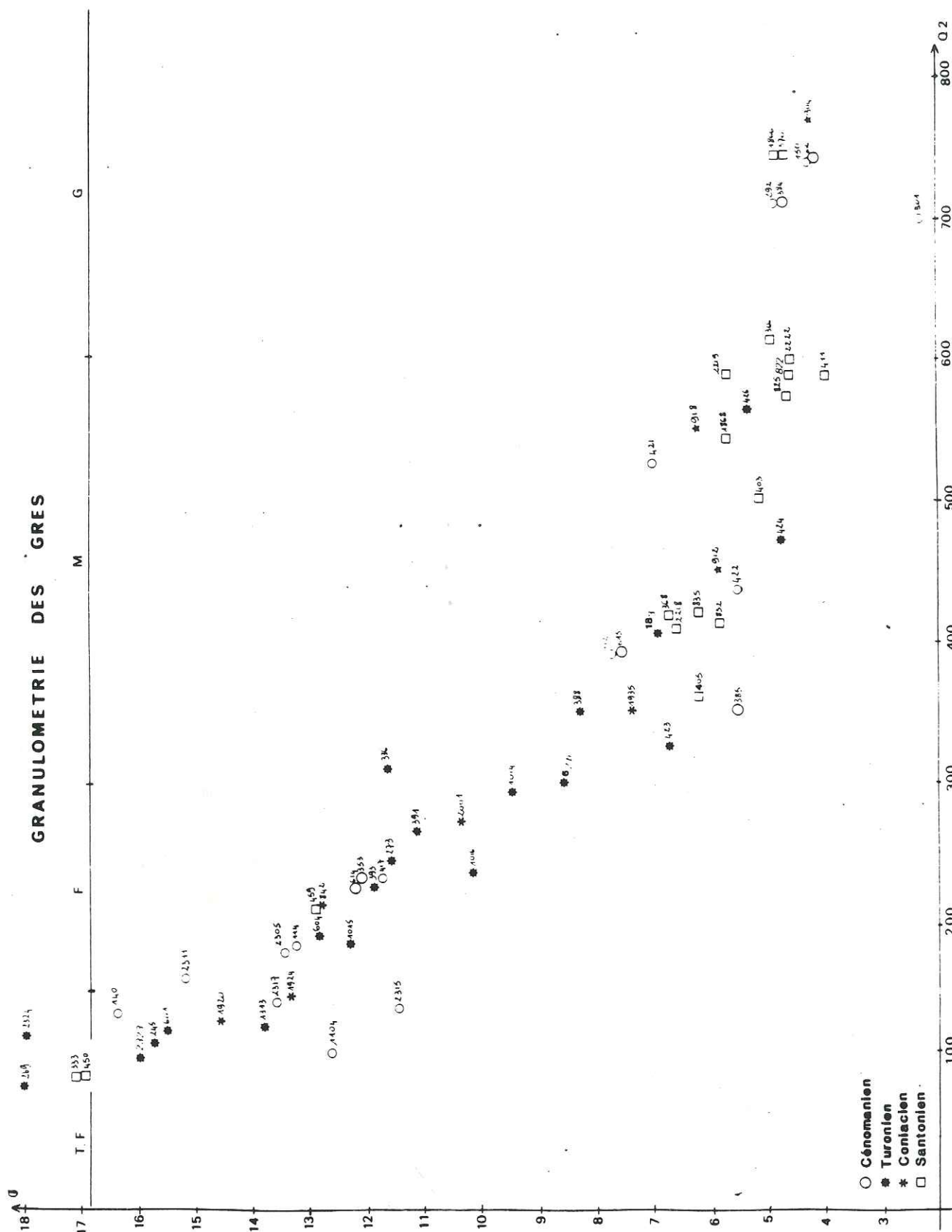
b) Les sédiments très fins et très homogènes caractérisent les milieux de bassin : "gouttière" où fosse subsidente. Ce sont au Cénomanién et au Santonien les secteurs de Berre et du Beausset. Au Turonien cette tendance affecte pratiquement tous les secteurs du domaine d'étude par suite de la subsidence continue de la fosse Sud Provençale et de la tendance transgressive oscillatoire de la mer au Turonien supérieur.

c) Les sédiments intermédiaires fins ou moyens répartis dans un nombre moyen de classes granulométriques caractérisent essentiellement les secteurs occidentaux du domaine d'étude (Berre, Nerthe). Ceux de Berre n'en demeurent pas moins significatifs de l'érosion active du massif nourricier au Turonien supérieur.

d) Les sédiments grossiers les plus hétérogènes se situent donc en grande majorité dans la partie la plus orientale du domaine d'étude (Sud Est au Cénomanién inférieur - Turonien moyen et supérieur, Nord Est au Coniacien Santonien). En effet on n'observe pas d'apports détritiques grossiers occidentaux au delà d'une limite Nord-Sud passant par Aix et Cassis.

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



V.3.2. Etude des relations et des variations de la médiane et de l'écart type.

Afin de mieux cerner les résultats, il nous est apparu intéressant d'étudier des graphiques faisant intervenir les relations et les variations des indices Q2 et σ puisque nous avons là, des données précises tirées de l'analyse des histogrammes de fréquence.

A - La médiane Q2 permet de connaître la taille limite où l'on a une probabilité égale à 50% de l'effectif. Cet indice nous renseigne non seulement sur la taille du sédiment (voir chapitre méthodologie) mais également sur la compétence du transport : des valeurs de Q2 élevées impliquent une énergie de déplacement notable (puisque'elle caractérisent les particules les plus grossières).

B - L'écart type σ (voir chapitre méthodologie) montre les écarts du pourcentage de sédiment dans chacune des classes granulométriques par rapport au pourcentage modal : il nous renseigne donc sur la dispersion des données ; c'est la racine carrée de la variance qui a la même signification.

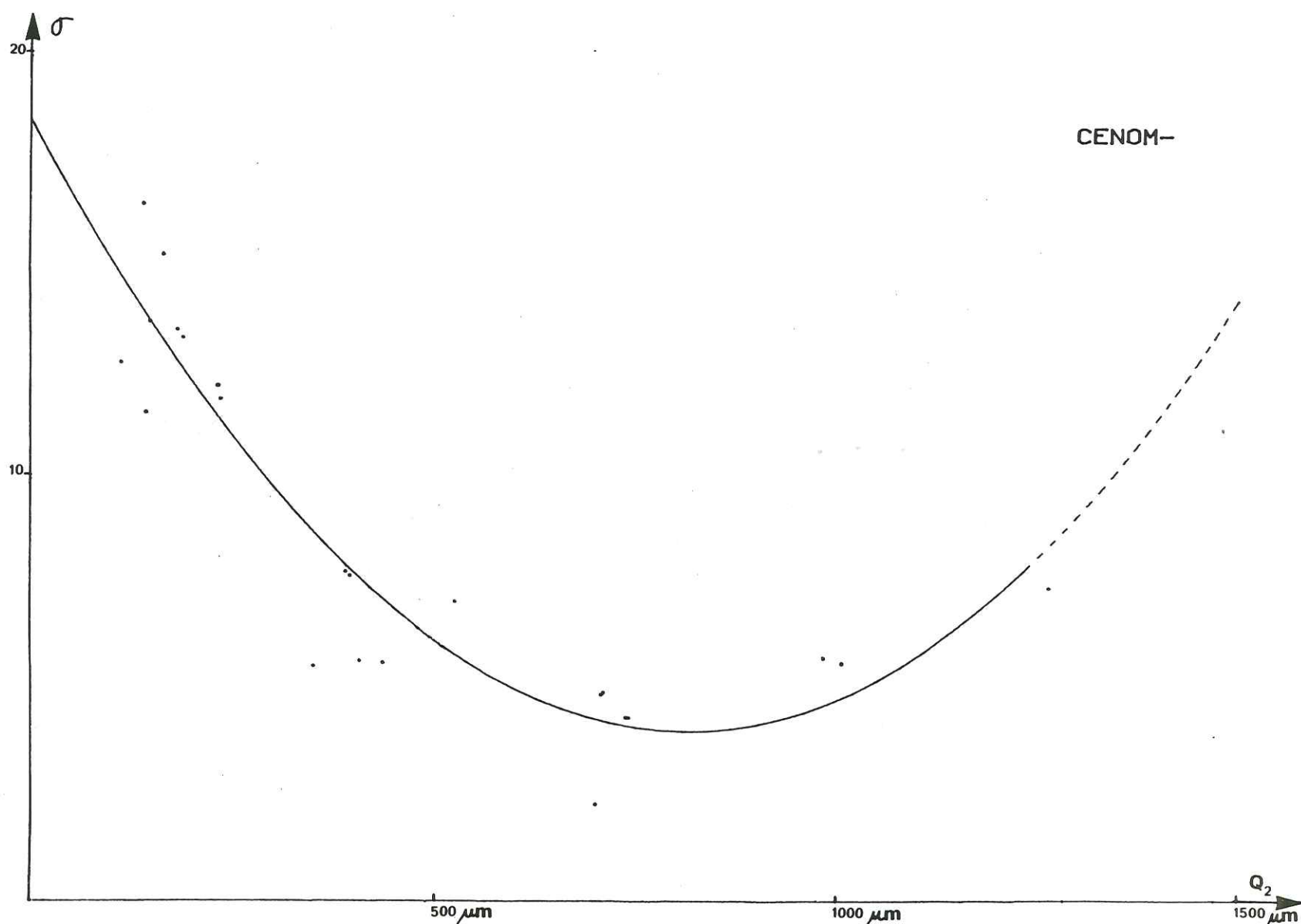
C - Les valeurs des indices Q2 et σ sont reportées sur deux axes orthonormés : les valeurs de la médiane (Q2) en abscisse celles de l'écart type (σ) en ordonnée. (graphique (p.358))

On peut ainsi déterminer la dispersion relative des sédiments gréseux étudiés. On obtient ainsi un nuage de points ; il apparaît que celui-ci s'organise autour d'une parabole. On fait donc l'hypothèse que l'écart type (σ) est lié à la médiane (Q2) par une fonction polynomiale du 2e degré : $y = ax^2 + bx + c$. C'est à dire : $\sigma = aQ2 + bQ2 + c$

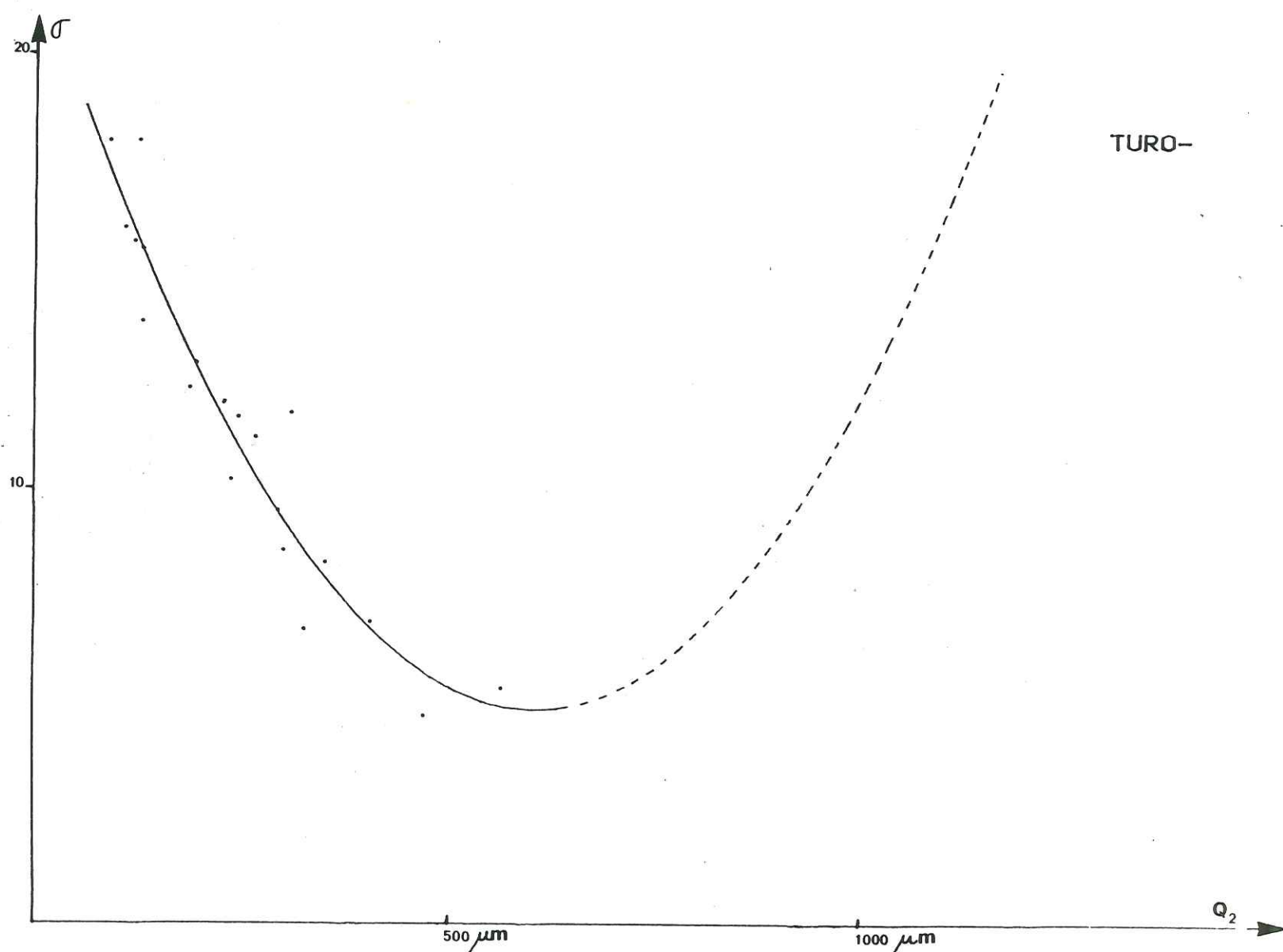
Pour vérifier la validité d'une telle fonction, nous avons effectué un calcul de régression polynomiale pour voir dans quelle mesure les points se répartissaient ou non suivant une parabole sur le graphique Q2. Pour cela nous avons utilisé un programme standard de régression du Nieme ordre (*) implanté sur le micro-ordinateur du service régional du BRGM. Ce programme est également implanté sur Texas Ti 59 et Ti 58 C du laboratoire de Géologie marine et Sédimentologie appliquée.

Les calculs ont été faits pour chacun des étages stratigraphiques.

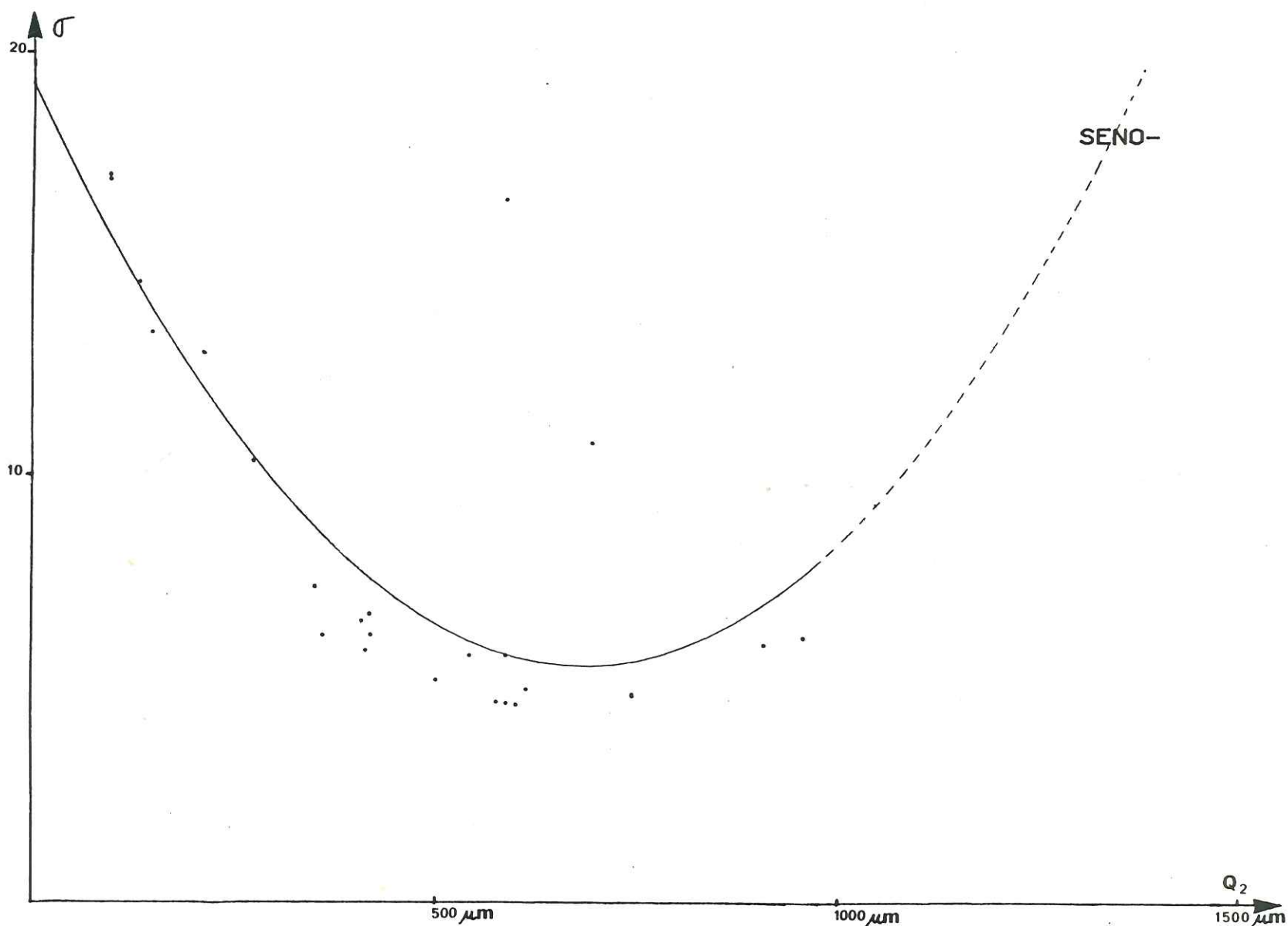
(*) Lon Poole et Mary BORCHERS
70 programmes Basic
Editions Radio p 191 à 194 (1982)



Courbe expérimentale montrant la dispersion des sédiments suivant une relation du deuxième degré entre la médiane et l'écart type

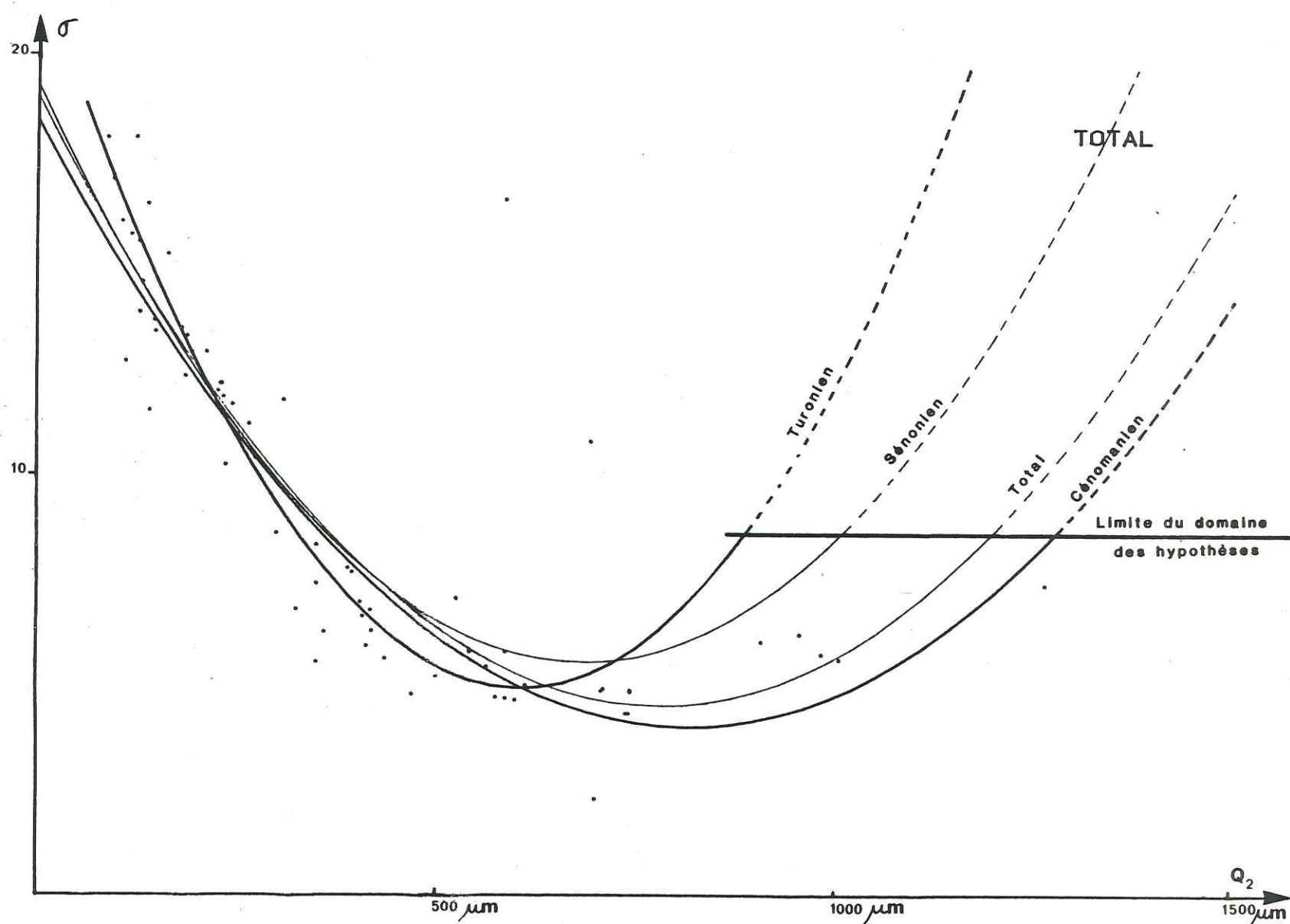


Courbe expérimentale montrant la dispersion des sédiments suivant une relation du deuxième degré entre la médiane et l'écart type



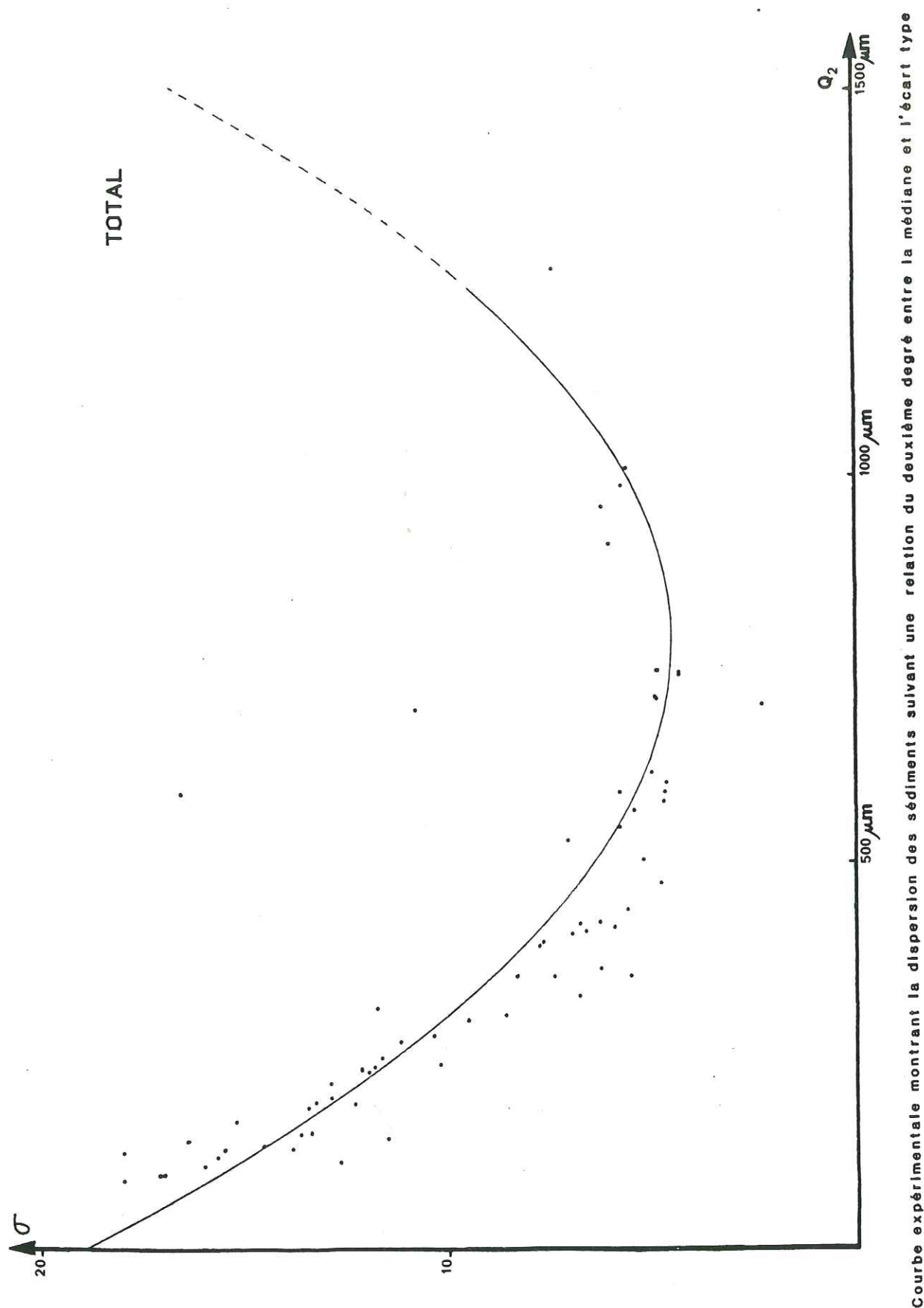
Courbe expérimentale montrant la dispersion des sédiments suivant une relation du deuxième degré entre la médiane et l'écart type

-362-



Courbe expérimentale montrant la dispersion des sédiments suivant une relation du deuxième degré entre la médiane et l'écart type

-363-



Nous avons obtenus les résultats suivants : graphe p.363:

- Cénomaniens : $\sigma = 2,2 \cdot 10^{-5} (Q_2)^2 - 0,036 Q_2 + 18,5$
 $r = 0,94$ $r^2 = 0,88$ très forte corrélation

- Turonien : $\sigma = 4,7 \cdot 10^{-5} (Q_2)^2 - 0,057 Q_2 + 22,12$
 $r = 0,96$ $r^2 = 0,92$ très forte corrélation

- Sénonien : $\sigma = 2,9 \cdot 10^{-5} (Q_2)^2 - 0,040 Q_2 + 19,35$
 $r = 0,78$ $r^2 = 0,60$ corrélation moyenne

Courbe globale : Cénomaniens + Turonien + Sénonien :

$\sigma = 2,4 \cdot 10^{-5} (Q_2)^2 - 0,037 Q_2 + 19,1$
 $r = 0,88$ $r^2 = 0,77$ forte corrélation

Les résultats montrent qu'il existe une forte corrélation entre les valeurs de σ et de Q_2 au Cénomaniens et au Turonien ($r > 0,90$) (cf. gr.p. 360 et 361). Au Sénonien, la présence de deux points singuliers est responsable d'une diminution de la valeur du coefficient de corrélation qui reste cependant relativement fort ($r = 0,78$) (cf. gr.p. 362).

Ce résultat influe sur le coefficient de corrélation obtenu après calcul de la régression polynomiale portant sur la totalité des échantillons ($r = 0,88$) (cf. gr.p. 364).

L'ensemble de ces résultats montre qu'on est en droit d'établir une relation polynomiale du deuxième degré entre la médiane (Q_2) et l'écart type (σ). La courbe expérimentale présente un minimum où l'écart type (σ) est plus faible : on retrouve dans ce secteur de la courbe les sédiments dont les particules sont très dispersées.

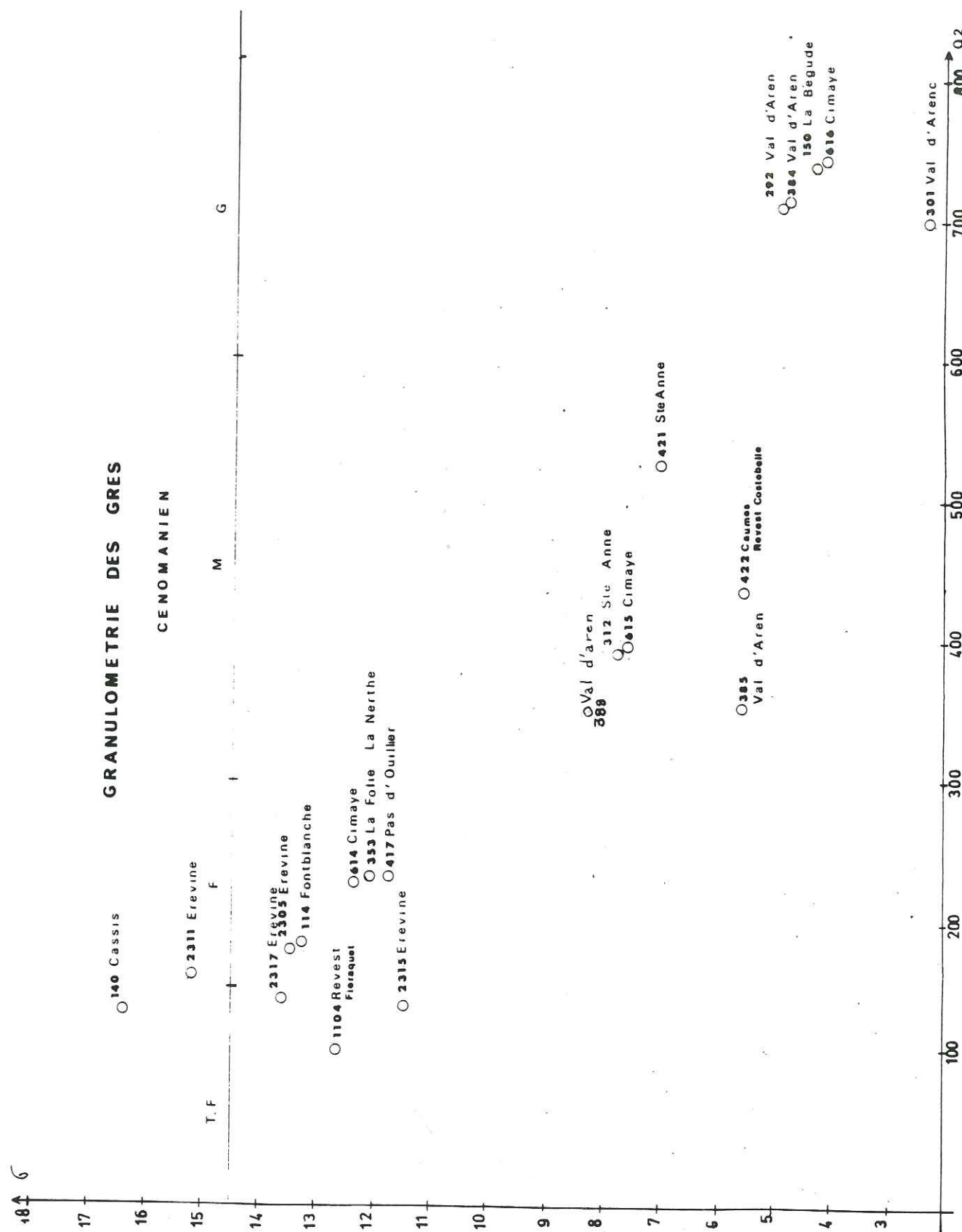
De part et d'autre de ce minimum, 2 branches se développent, l'une vers les particules les plus fines, l'autre vers les particules les plus grossières.

Sur ce principe nous avons tracé une courbe expérimentale pour chacun des étages stratigraphiques.

D - Interprétations.

D1) Cénomaniens (graphique p.366)

a) La majorité des échantillons de Ste Anne, Cimaye, Val d'Aren et celui de Caumes-Revest-Costebelle, sont situés dans la partie basale de la représentation graphique (minimum défini précédemment) dans ce secteur, les valeurs de l'écart-type des sédiments sont toujours faibles ($\sigma < 8$: répartition du sédiment dans un grand nombre de classes granulométriques)



et les apports détritiques sont de taille moyenne à grossière ($350 < Q_2 < 750$). Ces apports terrigènes datés du Cénomanién inférieur ont une origine qui serait probablement à rapporter à l'érosion intensive du substrat pourvoyeur réactivé par la tectonique dès l'Albo-Cénomanién.

b) Tous les autres échantillons plus fins et plus homogènes ($Q_2 < 300$ et $\sigma > 11$) sont situés dans la partie sommitale de la courbe ; ce sont :

b1) d'une part les sédiments des secteurs de Fontblanche et du Pas d'Ouillier liés à l'axe d'apport de Ste Anne-Val d'Aren qui évoluent dans un environnement de plate-forme ; d'autre part ceux de Cassis et de la Folie-La Nerthe (domaine de bassin) et ceux de l'Erevine-La Nerthe.

c) Remarque : on note la répartition hétérogène des échantillons de Cimaye le long de la coupe théorique et dans les 2 secteurs précités ; ce phénomène est probablement lié à l'enrichissement progressif des échantillons en quartz d'origine détritique ; l'échantillon le plus riche en ces cristaux est en effet situé dans la partie basale de la courbe alors que le plus pauvre est cantonné dans sa partie sommitale.

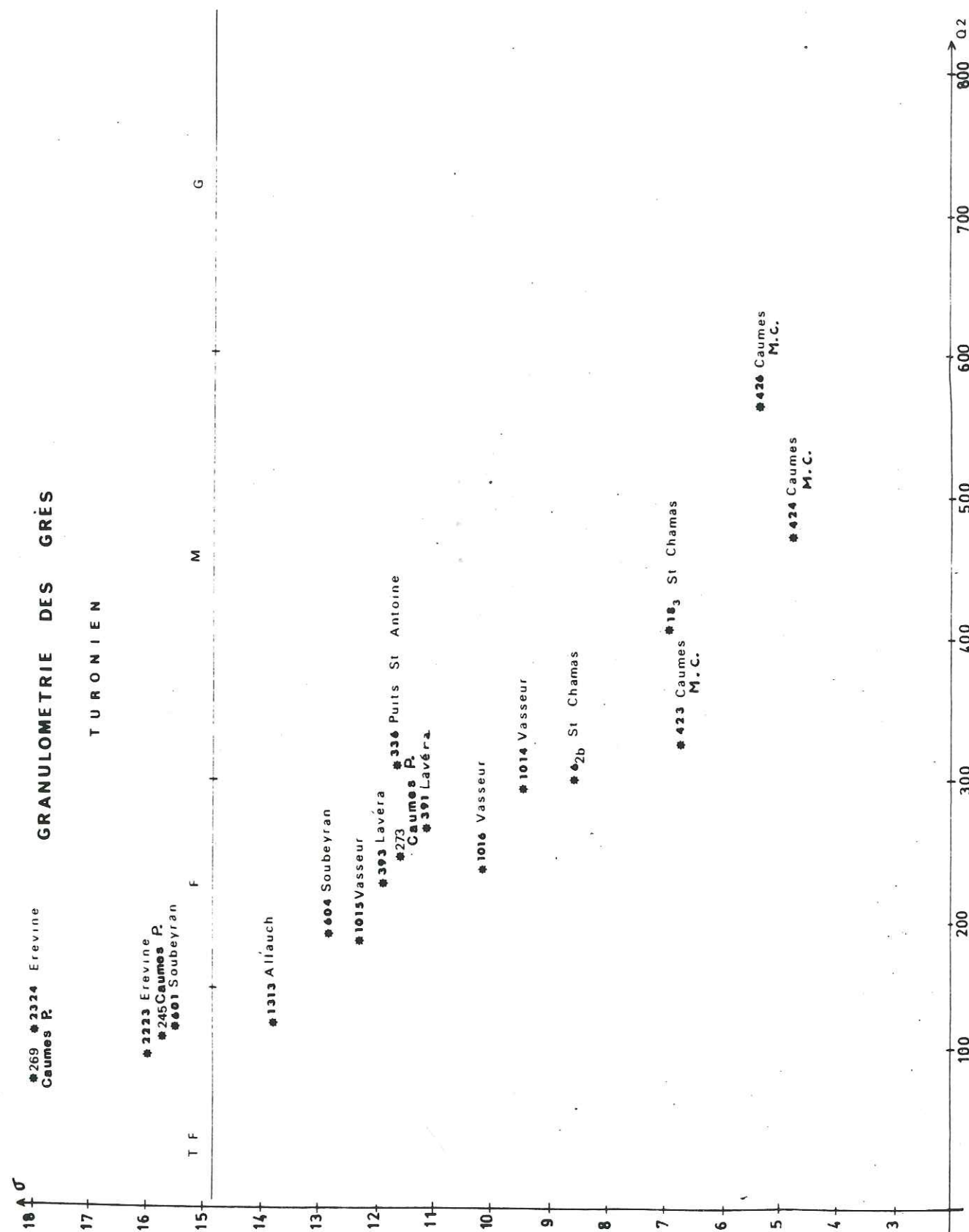
D2) Turonien (graphique p.368).

a1) sur les graphiques tous les échantillons du Mont Caumes-Revest-Costebelle, de taille moyenne, dont les particules sont réparties sur un grand nombre de classes granulométriques occupent la partie basale de la courbe (minimum défini précédemment ; $300 < Q_2 < 600$ et $4 < \sigma < 7$).

Comme nous l'avons proposé pour le Cénomanién inférieur, l'évolution granulométrique des échantillons de ce secteur correspondrait au soulèvement de la partie occidentale du massif pourvoyeur au Turonien moyen à supérieur ; ce fait serait responsable des apports détritiques et de l'érosion de cette partie du domaine pourvoyeur à cette époque.

a2) Les échantillons de Berre-St Chamas sont localisés dans une portion de courbe très voisine de la précédente, (sédiment de taille moyenne, hétérogène $300 < Q_2 < 450$ et $6 < \sigma < 9$). Ce résultat montre qu'à partir du Turonien moyen la partie occidentale du massif pourvoyeur subissait également les contre coups d'une tectonique active et de l'érosion.

b) Les échantillons de Berre (Lavéra) de la Nerthe (Erevine, Puits-st-Antoine) du Beausset Ouest (Soubeyran) et du Beausset Est (Caumes-Pardiguières) fins à très fins très homogènes (écart type élevé : $18 < \sigma < 11$) sont caractérisés par des particules réparties sur un petit nombre de classes granulométriques.



b1) Soubeyran et Caumes-Pardiguières : les échantillons étudiés (Turonien moyen et supérieur) ne contiennent pratiquement pas de particules grossières. Comparativement aux dépôts de base du Mont Caumes-Costebelle l'évolution du contexte sédimentologique se modifie dans le sens de l'homogénéité et de la finesse. Cet état de fait serait probablement dû à une modification de l'activité tectonique de ce secteur du domaine pourvoyeur à moins que l'évolution des sédiments ne s'effectue dans des conditions de calme hydrodynamique suite à leur participation au comblement de la fosse Sud-Provençale.

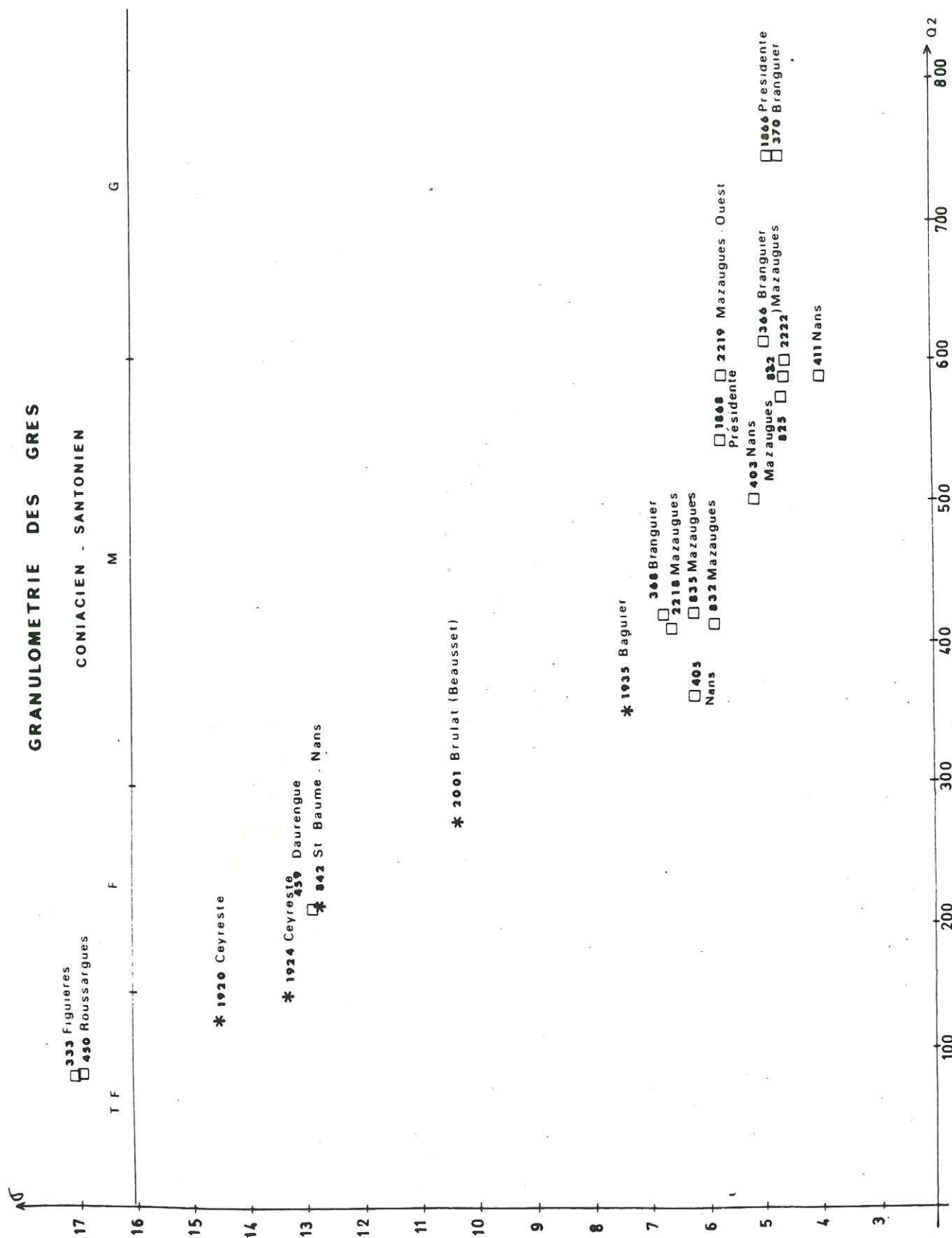
Ces observations ne concernent pas la formation des poudingues de La Ciotat qui du simple fait de leur taille granulométrique n'entrent pas dans le cadre de cette étude. (particules supérieures à 1500μm). Signalons simplement qu'ils doivent correspondre à des pulsations tectoniques brutales et épisodiques du substrat pourvoyeur. Les poudingues de Roboeuf représenteraient quant à eux l'équivalent des formations sommitales du Soubeyran-La Ciotat (Turonien terminal).

b2) Berre : les résultats de la région de Berre (Lavéra-Vasseur-St Chamas) montrent l'étalement des échantillons le long de la représentation graphique, le matériel étant plus grossier et plus hétérogène à St Chamas, un peu plus fin et plus homogène à Lavéra ; celui de la coupe Vasseur se trouvant en position intermédiaire ($150 < Q_2 < 400$ et $7 < \sigma < 13$). Ces résultats montrent donc que l'activité tectonique et l'érosion affecteraient également la partie occidentale du substrat pourvoyeur au Turonien moyen et supérieur.

b3) Nerthe : les échantillons du Puits-St-Antoine et de l'Erevine très fins et très homogènes ($Q_2 < 200$ et $\sigma > 15$ à l'Erevine) ont probablement acquis leurs caractères granulométriques dans un milieu relativement calme situé à l'écart des apports détritiques occidentaux qui ont affecté la région de Berre.

D3) Coniacien Santonien (graphique P.370).

a) La majorité des échantillons de la région de La Ste Baume : Branguier, la Pomme, Nans, Mazaugues, Camps-Présidente se répartissent dans la partie basale de la courbe (minimum) ; il s'agit de sédiments moyens à grossiers très hétérogènes (σ faible) ($400 < Q_2 < 800$ et $4 < \sigma < 7$) datés pour la plupart du Santonien et dépendants de l'érosion de cette partie du continent pourvoyeur réactivée par la tectonique dès la fin du Turonien supérieur.



b) Les autres échantillons (Figuières, Daurengue, Ceyreste) se répartissent pour la plupart dans la partie sommitale de la courbe ; ils sont fins à très fins et plus homogènes. ($100 < Q2 < 300$ et $12 < \sigma < 17$)

b1) Les sédiments de Daurengue (fins et plus homogènes : $Q2 < 300$ et $\sigma_{\text{fort}} > 12$) pourraient appartenir au même système d'épandage que ceux de Branguier, Mazaugues ; dans ce cas l'évolution observée dans le classement et la taille des particules serait inféodée à la distance relativement importante qui sépare les deux secteurs de prélèvement ; les particules du Daurengue-lare (les plus fines et les mieux classées) seraient alors les plus éloignées de l'axe d'apport (possibilités de classement pendant ce transit) ; celles de Branguier, Mazaugues, grossières et plus hétérogènes en seraient les plus proches. Il pourrait donc s'agir d'une différenciation hydrodynamique de transit depuis une région d'apport sud orientale.

b2) Les marnes de la Nerthe-Figuières, très fines et très homogènes sont localisées dans la partie sommitale de la courbe ($Q2 < 100$ et $\sigma > 16$) (évolution en milieu de bassin).

b3) Les formations des marnes de Ceyrestes ($Q2 < 200$ et $\sigma_{\text{fort}} > 13$) fines et homogènes sont également situées dans la partie sommitale de la parabole. Elles appartiennent au même ensemble stratigraphique et paléogéographique que les grès du Baguier-Le Camp-Le Beausset qui de part leur nature lithologique (matériel gréseux plus grossier et plus hétérogène $200 < Q2 < 400$ et $7 < \sigma < 11$) se répartissent en position intermédiaire de la représentation graphique entre les parties franchement sommitale et basale de la courbe. Les échantillons de Ceyreste seraient caractérisés par une évolution acquise dans un milieu en voie de comblement (fosse Sud-Provençale)

E - Limites de la méthode.

a) Cette méthode, nous l'avons dit, ne concerne que les particules comprises entre 0 et 1500μ ; une grande partie du sédiment échappe donc à ce domaine d'investigation. Les analyses granulométriques de la fraction sableuse s'avèrent donc nécessaires et complètent les présentes analyses.

b) Problème de la représentativité des échantillons.

Comme nous l'avons expliqué dans les méthodes d'études nous avons effectué un échantillonnage orienté qui a permis de faire des prélèvements beaucoup moins nombreux tout en ayant une bonne représentativité des

phénomènes sédimentologiques pendant un intervalle de temps donné.

c) Comme l'échantillonnage n'a pas obéi aux lois de base statistiques qui veulent que celui-ci soit défini dans une population donnée de manière aléatoire, nous n'avons pas jugé bon d'utiliser les tests statistiques classiques (χ^2 , R^2 ...) pour vérifier la validité de cet échantillonnage.

d) En conclusion, nous dirons que nous avons choisi de faire un échantillonnage "sélectif" mais nous ne restons pas moins lucide sur les limites de la représentativité de celui-ci ; les résultats de l'étude statistique devant être pris de manière globale et dans un sens probabiliste.

V.3.3. Conclusions générales à l'étude des sédiments gréseux.

A - Cette méthode permet une meilleure approche et une bonne compréhension des phénomènes sédimentologiques. En effet si l'on analyse les représentations graphiques prises séparément dans chaque étage géologique, on s'aperçoit que les échantillons les plus grossiers et les plus hétérogènes qui correspondent à l'arrivée massive de sédiments dans le bassin de sédimentation et donc à l'érosion privilégiée du domaine nourricier, sont toujours situés dans la partie basale (minimum) des paraboles. Il semblerait donc que l'on puisse définir le domaine des axes d'apport de type décharge détritique gréseuse (variable dans l'espace dans le temps) et leur type de mise en place (énergie brutale ou Calme) pour chaque période géologique étudiée ; il suffit pour cela de connaître l'écart type et la médiane de l'ensemble de l'échantillonnage.

a) Au Cénomanién inférieur en particulier : Les principaux apports gréseux ($300 < Q_2 < 1000$ et $2 < \sigma < 7$) sont situés dans la région du Beausset-Est : (Val d'Aren-Ste Anne, Caumes-Costebelle)

b) Au Turonien (moyen et supérieur)

b1) Les décharges gréseuses ($300 < Q_2 < 600$ et $4 < \sigma < 7$) sont localisées dans la partie la plus orientale du Beausset Est : Caumes-Costebelle ; depuis le Cénomanién on confirme donc un déplacement vers l'Est des axes d'apport vers la région du Beausset la plus orientale. (Philip 1970)

b2) A la même époque se différencie dans la région de Berre un autre axe détritique, les particules moins grossières sont cependant réparties de façon plus homogène que dans le cas précédent ($300 < Q_2 < 400$ et $6 < \sigma < 9$)

b3) Nous ne pouvons conclure sans évoquer les grands complexes gréseux du Soubeyran et du Mont Caumes-Pardiguières qui se sont constitués au cours du Turonien moyen et supérieur. Contrairement aux apports du type décharge détritique évoqués précédemment la majorité des grès qui constituent ces ensembles sont très fins et très homogènes et n'appartiennent donc pas aux types sédimentologiques évoqués ci-dessus. Leur mise en place, permanente ou plus ou moins régulière expliquerait en partie cette distribution sédimentologique qui dépend également des apports fournis par la plate-forme voisine en voie de démantèlement.

b4) Les apports détritiques dépendent donc des conditions paléogéographiques, climatiques, tectoniques, hydrodynamique et lithologiques particulières à chaque région et à chaque époque. Celles-ci jouent un grand rôle dans la distribution des matériaux détritiques.

c) Au Coniacien Santonien : Les principales décharges détritiques ($300 < Q_2 < 700$ et $4 < \sigma < 7$) sont localisées dans la région Nord Provençale de Mazaugues à Branguier (Santonien en particulier). Ces importantes décharges détritiques seraient significatives de l'érosion massive de la région orientale du substrat pourvoyeur à cette époque.

On confirme donc depuis le Cénomanién jusqu'au Santonien et pour la région étudiée un déplacement "rotatif" des grandes décharges depuis le Sud-Est vers l'extrême Sud-Est puis au Nord - Nord Est du domaine d'investigation (Philip 1970).

Si l'on compare entre eux les sédiments appartenant aux principales décharges détritiques ainsi définies, on constate relativement que :

- les grès les plus grossiers sont d'âge Cénomanién
- les grès les plus fins sont d'âge Turonien
- au Santonien les grès redeviennent plus grossiers (moins cependant qu'au Cénomanién).

V.3.4. Les résultats apportés par les granulométries des sables et par les granulométries des grès.

Ils sont complémentaires : les données ainsi regroupées sont les suivantes :

a) Cénomanién :

a1) Les décharges détritiques principales sont définies au Cénomanién inférieur et moyen dans les secteurs du Val d'Aren - Ste Anne ; elles

sont caractérisées par des courbes granulométriques de sables de type parabolique : fort pourcentages de particules grossières, bonne lévigation, fort triage par les courants. A la même époque les sédiments des secteurs du Mont Caumes-Costebelle présentent les mêmes caractéristiques. Dans les deux cas cette forte activité détritique résulterait de l'érosion de la partie centrale du substrat pourvoyeur suite à d'importants réajustements tectoniques dès l'Albo-Cénomanién.

a2) Autour de l'axe principal Val d'Aren-Ste Anne s'organise une dispersion des sédiments (plus fins et plus homogènes) vers le Nord Ouest (Pas d'Ouillier, Fontblanche, La Bégude) (courbes de type complexe).

a3) Les sédiments des autres secteurs (Nerthe la Folie, Erevine, Cassis) sont très fins et bien classés ou de taille moyenne et plus hétérogène selon qu'ils appartiennent à un domaine de bassin (fosse Sud Provençale) ou qu'ils évoluent dans un environnement de plate-forme ; dans ce cas les courbes cumulatives sont de type complexe.

b) Turonien.

b1) Les décharges détritiques d'âge Turonien moyen à supérieur sont localisées dans la partie la plus orientale du Beausset Est (Caumes-Revest-Costebelle) ; les courbes cumulatives des sables de type sigmoïde indiquent un régime plus calme qu'au Cénomanién et une tendance à la sélection.

b2) Les granulométries des grés montrent que les ensembles détritiques du Soubeyran et du Mt Caumes - Pardiguières sont caractérisés par des sédiments très fins (exceptées les formations de poudingues) dont les particules sont réparties de façon très homogène. Les courbes granulométriques de type hyperbolique montrent qu'il s'agit de sédiments très évolués mis en place dans un milieu subsident relativement calme (fosse, gouttière Sud Provençale).

b3) Berre : les granulométries des formations sableuses et gréseuses de St Chamas et de Lavéra montrent que la tendance générale de la sédimentation est au classement et à la sélection.

b4) L'importance de l'érosion et donc de l'activité tectonique paraît se généraliser à l'ensemble du massif pourvoyeur dès le Turonien moyen. Il semble que le régime sédimentologique, plus calme qu'au Cénomanién et la tendance à la sélection des sédiments ne sont pas indépendants de l'oscillation eustatique de la mer à cette époque.

c) Coniacien Santonien.

c1) Les décharges détritiques principales définies sur la courbe parabolique de grés dans la région Nord-Provençale (Mazaugues, Branguier) sont caractérisées par des courbes cumulatives de type linéaire. (sédiments grossiers, mal classés, peu évolués : absence de sélection). L'importance de ces apports est significative de l'érosion et de l'activité tectonique de la partie orientale du domaine pourvoyeur à la fin du Santonien. Les résultats globaux montrent finalement un classement des sédiments dans le temps (du Turo-Coniacien au Santonien) et dans l'espace (d'Est en Ouest).

c2) Les sédiments du Beausset (Le Camp, Ceyreste, Baguier, St Cyr) sont à peine triés parce qu'ils évoluent dans un domaine de bassin en voie de comblement que ne sélectionne pas. On observe une grande dispersion des échantillons le long de la courbe parabolique des grés et les courbes granulométriques des sables sont de type linéaire et complexe.

c3) Comme au Turonien les échantillons de la Nerthe Sud sont caractérisés par des sédiments très fins, homogènes et très bien classés ; ceux-ci auraient évolué dans un milieu relativement calme situé à l'écart des apports détritiques majeurs.

V.4. ETUDE DES QUARTZ : INTERPRETATIONS.

V.4.1. Cénomanién : (carte p.376).

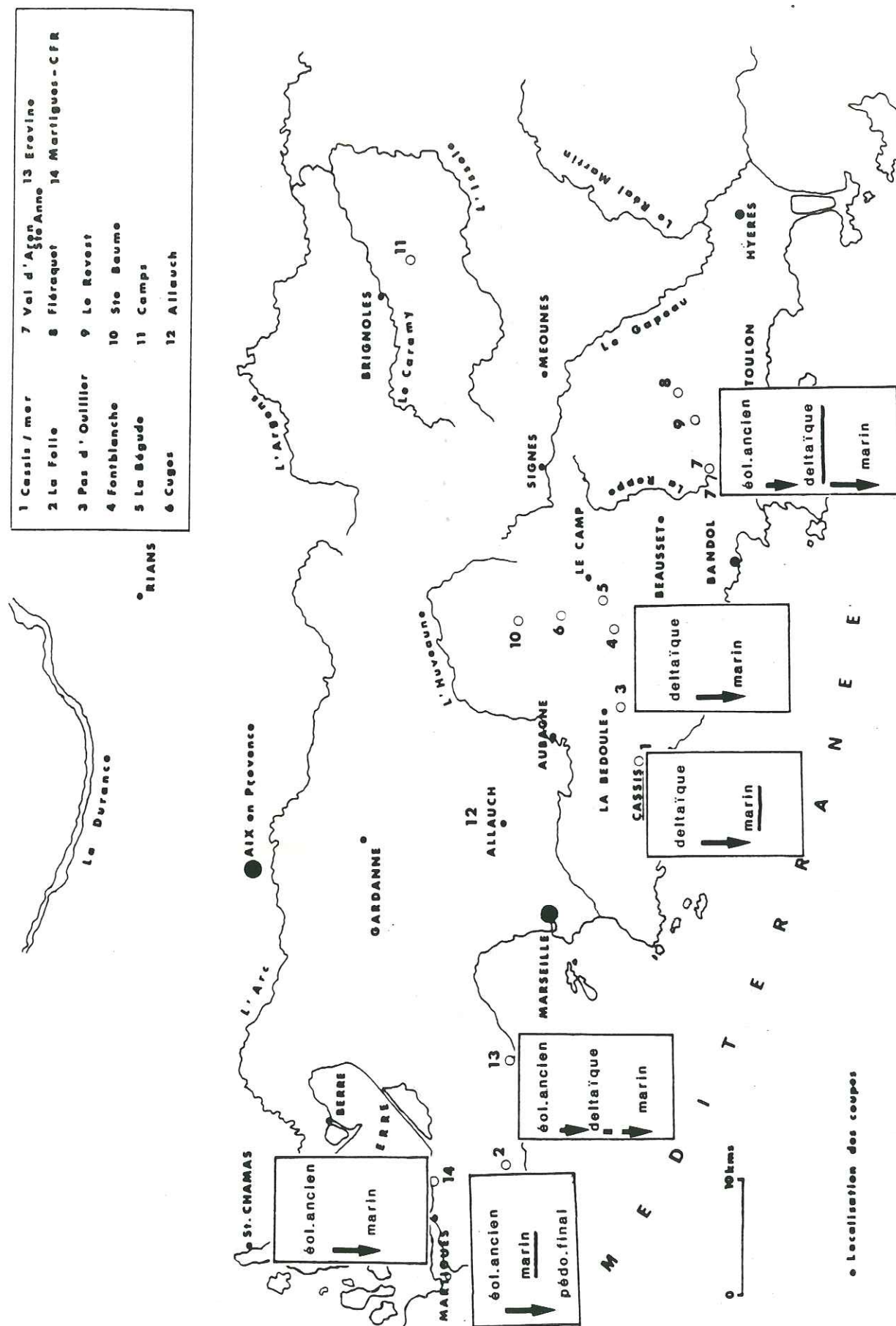
A - Nerthe et Berre.

A.1. Nerthe Sud Erevine : Les quartz présentent les caractéristiques suivantes :

- * Morphoscopie : quartz NULE dominants RM présents
- * Endoscopie : abondance de quartz de socle granitique et métamorphique ; présence de quartz de type rhyolitique avec faible pourcentage de quartz automorphes (0,2 %)
- * Exoscopie : les quartz sont caractérisés par des figures acquises en milieu éolien, deltaïque et marin (final)

A.2. Nerthe la Folie :

- * Morphologie : quartz NULE dominant
- * Endoscopie : essentiellement quartz de socle de type granitique et métamorphique. Il n'y a pas de quartz rhyolitique.
- * Exoscopie : les grains de quartz généralement très propres et bien polis montrent des figures exoscopiques acquises principalement dans



Figures exoscopiques des quartz des échantillons d'âge Cénomanien

des milieux marins (également nombreuses traces d'actions éoliennes anciennes et parfois pédogénétiques : stade final le plus fréquemment.

A.3. Berre Martigues : Les quartz sont caractérisés par les observations suivantes :

- * Morphoscopie : quartz NU dominants RM bien représentés.
- * Endoscopie : les quartz de socle granitique et métamorphique sont seuls représentés ; il n'y a pas de quartz rhyolitique.
- * Exoscopie : les quartz se distinguent par des figures acquises en milieu éolien et marin.

a) Les quartz de la Nerthe et de Berre présentent donc des figures exoscopiques acquises principalement en milieu marin ; ces résultats paraissent en relation avec l'épisode transgressif de la mer dans laquelle évoluent les sédiments à partir du Cénomanien moyen et supérieur.

b) Les quartz proviennent d'un socle granitique et métamorphique

c) Dans le secteur de la Nerthe sud (Erevine) s'ajoutent au cortège minéralogique des quartz automorphes rhyolitiques ; les quartz de ce secteur portent également les traces d'un épisode transitoire deltaïque. (Il semble qu'il y ait une relation entre la présence des quartz automorphes rhyolitiques et les figures significatives du milieu précité).

B - Beausset Ouest.

B.1. Cassis.

- * Morphoscopie : quartz NULE dominants
- * Endoscopie : essentiellement cortège de quartz de socle (plus granitiques que métamorphiques)
- * Exoscopie : figures acquises en milieu marin, s'y ajoutent plus rarement des caractères de type deltaïque.

B.2. La Bédoule : Pas d'Ouillier, Fontblanche, la Bégude

- * Morphoscopie : dominance de quartz NULE, quartz RM bien représentés.
- * Endoscopie : les quartz de type granique sont plus abondants que les métamorphiques. On note l'importance des quartz rhyolitiques (entre 10 et 40% selon les coupes) dont 0,3 à 0,8% de quartz automorphes.
- * Exoscopie : les figures majeures qui caractérisent ce milieu sont essentiellement deltaïques puis marines.

Les secteurs de la Folie (Nerthe) et de Cassis (Beausset Ouest) montrent des figures exoscopiques essentiellement marines. Ces résultats sont en accord avec le domaine de bassin dans lequel les cristaux ont évolué dans la grande majorité des cas. Certains quartz de la région de Cassis portent cependant les marques d'influences de type deltaïque (vraisemblablement à cause de leur proximité avec les secteurs de Ste Anne)

Dans le secteur de la Bédoule s'ajoutent au cortège granitique et métamorphique de nombreux quartz rhyolitiques ; les figures deltaïques et marines sont significatives des milieux dans lesquels ont transité puis se sont déposés les matériaux détritiques.

C - Beausset Est.

C.1. Secteur de Ste Anne d'Evenos et du Val d'Aren (Cénomanien inférieur)

* Morphoscopie : quartz NULE dominants (90%) RM bien représentés EL présents.

* Endoscopie :

a) quartz xenomorphes (50% en moyenne) granitiques et métamorphiques. b) Les quartz de type rhyolitique sont très abondants (45 à 65% selon les coupes). On note également la présence de quartz rhyolitiques automorphes (1,9%).

* Exoscopie : Les quartz qui présentent d'anciennes traces d'actions éoliennes sont surtout caractérisés par des figures de type deltaïque et par des traces d'influences marines (épisode final)

Ces résultats montrent que la prépondérance des quartz rhyolitiques et les figures de type deltaïque paraissent aller de pair. La similitude des caractères exoscopiques et l'aspect quantitatif des quartz rhyolitiques suggèrent de penser qu'il y aurait une relation d'influence depuis les secteurs de St Anne vers ceux de la Bédoule où les quartz rhyolitiques sont moins nombreux.

C.2. Secteur du Revest-Le Mont Caumes.

a) formations d'âge Cénomanien inférieur (carrière du Revest)

* Morphoscopie : dominance des quartz NULE RM bien représentés EL présents.

* endoscopie : quartz granitiques 30%, métamorphiques 40%, rhyolitique 30% dont 1% de quartz automorphes.

* Exoscopie : les quartz montrent des figures de type éolien

deltaïque (plus discret) et marin.

b) Les quartz en formations du Cénomanien moyen (Fiéraquet, stade du Revest) et supérieur (Camps) présentent les mêmes caractères exoscopiques que ceux du Cénomanien inférieur du Revest.

C.3. Remarques.

C.3.1. Les résultats précédents montrent de nombreux quartz caractérisés par des figures exoscopiques acquises en milieu deltaïque ; on remarque cependant l'absence de certaines figures (fleurs de silice, écailles convexes etc...) classiques dans les sédiments actuels ou quaternaires ayant subi un transit dans un tel milieu : ces figures très fragiles ont en effet peu de chances d'être conservées dans les sédiments anciens.

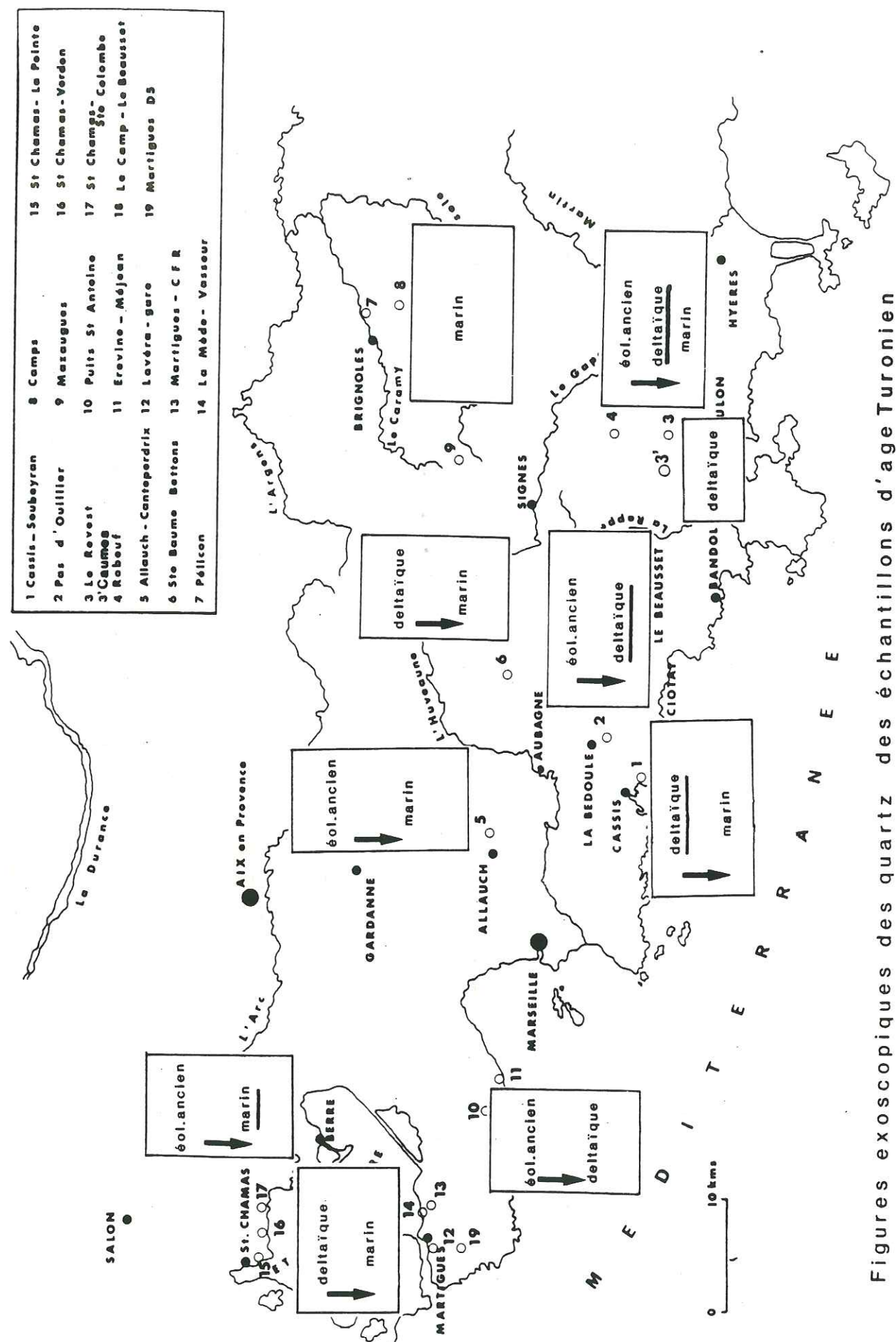
Les données de terrain montrent que dans la région étudiée, il est rare de rencontrer des corps sédimentaires typiques de milieux deltaïques. Les figures exoscopiques observées correspondant cependant tout à fait à celles acquises dans un tel milieu nous ont amené à parler de figures exoscopiques de type deltaïque sans pour autant affirmer que les milieux dans lesquels nous avons prélevé les échantillons aient la configuration de deltas.

Les données exoscopiques de type deltaïque que nous observons ici caractérisent donc davantage les milieux de transit que les milieux de dépôt.

C.3.1. Les quartz du Beausset Est (Ste Anne-Val d'Aren, Caumes) et du Beausset Ouest (La Bédoule) sont caractérisés par des figures exoscopiques acquises principalement en milieu de type deltaïque.

Ce résultat est un des faits les plus marquants avec la présence dans les sédiments d'un pourcentage important de quartz rhyolitiques parmi un cortège granitique et métamorphique. Les deux phénomènes paraissent étroitement liés ; nous essaierons d'en tirer des conclusions ultérieurement.

Si l'on tient compte de l'importance des apports et des données de la granulométrie et de la paléogéographie, on s'aperçoit qu'à tout transit deltaïque paraît correspondre une phase d'érosion intensive liée aux réajustements tectoniques du continent pourvoyeur.



Figures exoscopiques des quartz des échantillons d'âge Turonien

V.4.2. Turonien : (carte p.380).

A - Nerthe et Berre.

A.1. Nerthe sud et Centre : Erevine, Puits-stAntoine

- Puits-St-Antoine : morphoscopie : quartz NULE dominants

Endoscopie : quartz de type granitique et métamorphique

Exoscopie : quartz avec anciennes traces éoliennes et figures de type deltaïque et marin infratidal de basse énergie

- Erevine : exoscopie : quartz avec figure de type deltaïque épisode éolien ancien.

A.2. Berre : Martigues CFR, Lavéra, St Chamas

- CFR : morphologie : quartz NULE dominants

Exoscopie : d'importantes figures de reprises marines caractérisent les quartz

- Lavéra : Exoscopie : quartz avec figures acquises en milieu deltaïque auxquelles s'ajoute une reprise marine de type infratidal.

- St Chamas : Exoscopie : les figures d'éolisation ancienne et de type marin infratidal sont dominantes

a) L'exoscopie des quartz montre que les sédiments des secteurs de la Nerthe Sud et Centre et de Lavéra ont transité en milieu deltaïque avant d'être repris en milieu marin alors que dans les secteurs de Berre les figures acquises en milieu marin dominant.

b) Ces résultats montrent cependant l'influence prédominante du domaine marin dans lequel évoluent les quartz à la fin du Turonien Supérieur lorsque la mer va tenter de reconquérir d'ouest en est les territoires émergés. De ce fait l'origine des apports serait à rechercher dans un secteur sud occidental à occidental du domaine pourvoyeur. (cf. chapitre minéralogie)

B - Beausset Ouest.

B.1. Cassis : anse de La Madeleine

Morphoscopie : quartz NULE dominants

Endoscopie : quartz de type granitique et métamorphique

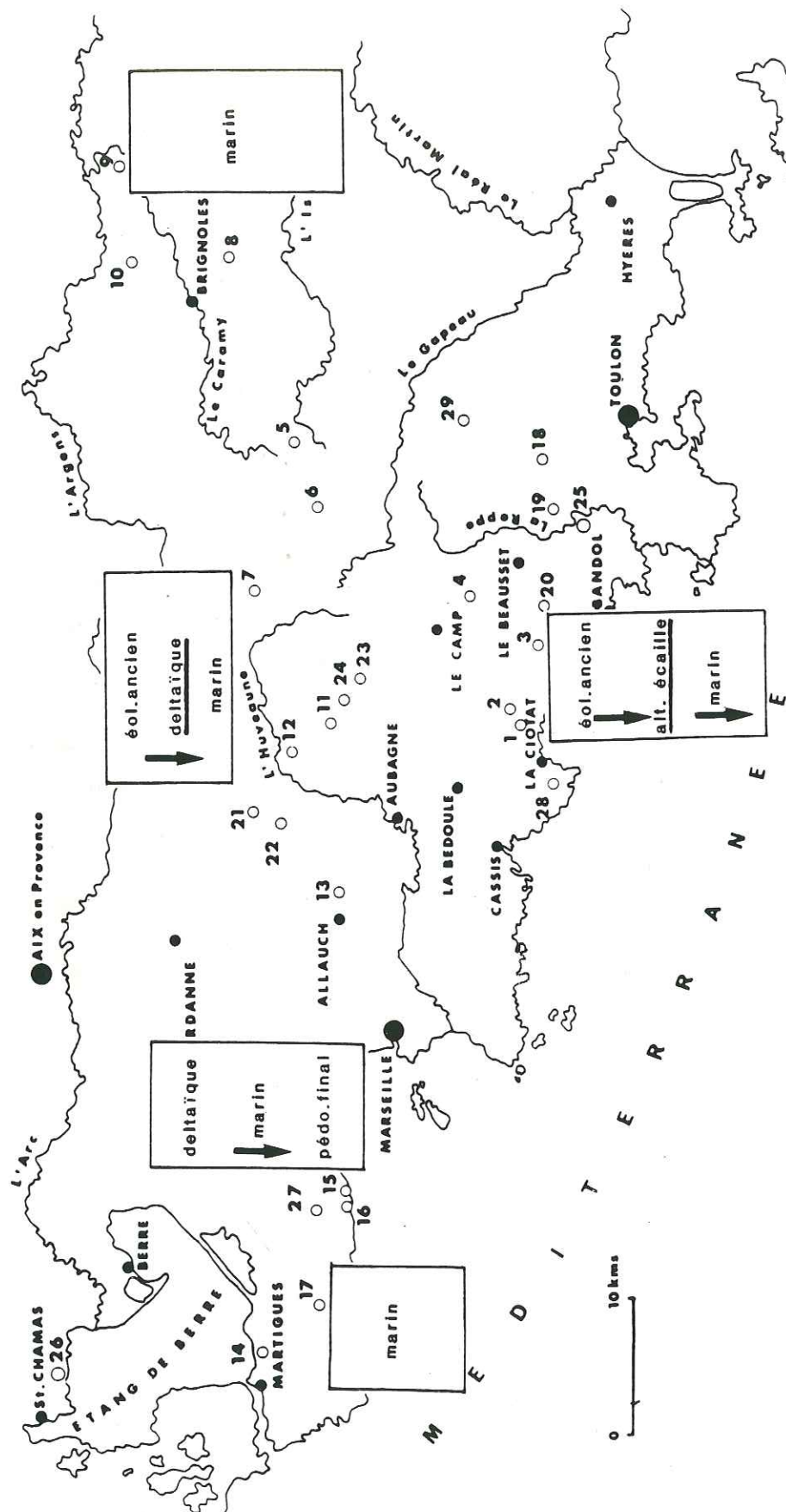
Exoscopie : cristaux caractérisés par d'anciennes traces éoliennes et par des figures acquises en milieu marin.

B.2. La Bédoule

Morphoscopie : quartz NULE dominants

Endoscopie : quartz de socle granitique (plus abondants) et métamorphiques ; nombreux cristaux rhyolitiques dont 0,2% automorphes.

1 Ceyreste	9 Cercès	17 La Felle	25 Val d'Aren - Jaume
2 Begur	10 Le Val	18 Mont Caumes	26 St Chamas
3 St-Cyr	11 Dourguet-St Baume	19 Le Broussan - Les Gours	27 Puits St Antoine
4 Le Camp-Le Beausset	12 Dourguet - Lere	20 Le Moutin	28 Ors de St Creix
5 Mazaugues	13 Cantepordrix-Allauch	21 Brangulier Boutoille	29 Rebeuf
6 Mazaugues Ouest	14 Le Mède-Martigues	22 La Pomme	
7 Mers - Le Cauren	15 Méjean	23 Le Brasque - Bertagne	
8 Camps	16 Les Figulières	24 Ste Baume - Bettens	



Figures exoscopiques des quartz des échantillons d'âge Sénionien

Exoscopie : remaniements éoliens ; figures de type deltaïque significatives

B.3. Soubeyran

Morphoscopie : quartz NULE

Endoscopie : cristaux granitiques (nombreux) et métamorphiques, quartz rhyolitiques abondants dont 0,2% automorphes.

Exoscopie : figures de type deltaïque dominantes puis reprises en milieu marin.

C - Beausset Est.

C.1. Secteur du Revest - Le Mont Caumes.

C.1.1. Revest-Costebelle.

Morphoscopie : quartz NULE dominants

Endoscopie : quartz de socle granitique métamorphique et rhyolitique (dont 0,6% d'automorphes)

Exoscopie : figures acquises en milieu éolien, deltaïque et marin (type deltaïque dominant)

C.1.2. Revest Le Mont Caumes-Pardiguières

Exoscopie : Les observations des quartz montrent la très nette importance des figures de type deltaïque.

Les quartz de tous les secteurs proviennent d'un socle granitique et métamorphique ; les cristaux rhyolitiques sont davantage localisés au Soubeyran, à la Bédoule et au Revest-Costebelle où les automorphes sont les plus abondants. A Cassis les figures marines acquises en milieu de bassin dominant. Dans le secteur du Mont Caumes et du Soubeyran, les cristaux montrent d'abondantes figures de type deltaïque. Ce caractère est significatif au Turonien supérieur, du soulèvement puis de l'érosion du domaine nourricier (méridional) à partir duquel les matériaux transitent en milieu deltaïque avant d'être repris en milieu marin franc.

D - Région Nord Provençale : Allauch, Ste Baume - Bettens, Mazaugues, Camps.

Morphoscopie : dans tous les secteurs les quartz NULE dominent.

D.1. Allauch : Exoscopie : quartz caractérisés par d'anciennes traces éoliennes et par des figures acquises en milieu marin.

D.2. Ste Baume : Endoscopie : cortège de quartz de socle :granitique, métamorphique et rhyolitique

Exoscopie : cristaux avec figures de néogénèse de type deltaïque

D.3. Camps la Source : Exoscopie : quartz avec figures marines dominantes

Dans le secteur nord provençal les quartz sont d'origine granitique métamorphique et rhyolitique et sont caractérisés par des figures exoscopiques acquises essentiellement en milieu marin.

V.4.3. Coniacien Santonien : (carte p.382).

A - Nerthe.

A.1. Nerthe sud : Méjean Figuières

Les observations exoscopiques des quartz montrent des figures de type deltaïque (partie supérieure des grés de Méjean, marnes de Figuières) ; une reprise marine est ensuite bien reconnaissable avant l'évolution pédologique finale.

A.2. Nerthe Centre

Les sédiments de la Folie montrent des figures typiques d'un épisode marin dominant (milieu de Bassin).

Depuis le continent pourvoyeur érodé, les sédiments nourrissent les grés de Méjean ; Ceux-ci transiteraient en milieu deltaïque avant d'être repris dans le milieu marin transgressif qui se généralise au Coniacien.

B - Beausset Ouest et Est : Ceyreste, Baguier, Vallat...

* Morphoscopie : quartz NULE dominants

* Endoscopie : quartz granitiques et métamorphiques (absence de rhyolitiques)

* Exoscopie : phase d'éolisation ancienne (croissant et V de choc). Les cristaux de quartz sont surtout caractérisés par le développement de pellicules d'altération sous forme de coulées ou d'écailles significatives d'un transit en milieu subaride sec et chaud (immobilisation des grains dans une dune ou en milieu pédogénétique). Le stade final de l'évolution du sédiment est dominé par un épisode marin profond de type infra-

tidal de basse énergie qui contribue à la dissolution des pellicules écailluses.

Le caractère exoscopique marin observé dans les sédiments s'accorde bien avec la transgression extensive de la mer au Coniacien et avec le déplacement vers le Nord de la fosse Sud Provençale. Le développement antérieur à la reprise marine de figures exoscopiques significatives de milieux sub-arides montre que le continent pourvoyeur était soumis au moins à partir du Turonien supérieur à des conditions climatiques chaudes et arides. Ces conditions très favorables à l'érosion pourraient expliquer en partie, l'importance des apports détritiques du Soubeyran et du Mont Caumes au Turonien Supérieur et Terminal, et l'accumulation des sédiments dans la fosse Sud-Provençale au Coniacien.

C - Région Nord Provençale

C.1. Mazaugues, Daurengue, Nans, Branguier

* Morphoscopie : quartz NULE dominants

* Endoscopie : quartz de socle granitique, métamorphique et rhyolitique (dont automorphes)

* Exoscopie : dans les secteurs de Branguier, Mazaugues, Daurengue, les quartz montrent des figures éoliennes anciennes, le type deltaïque est franchement dominant et l'on note une reprise marine finale plus importante à Mazaugues. A Nans seule l'influence marine est bien marquée. L'abondance des apports détritiques et les figures de transit deltaïque qui caractérisent les sédiments de Mazaugues s'accorde bien avec l'érosion intensive de la partie orientale du domaine nourricier à cette époque.

La reprise marine des grains est générale au Coniacien et au Santonien inférieur (transgression extensive de la mer). Dans le secteur de Branguier les échantillons ne présentent pas de traces marines probablement à cause des comblements littoraux laguno-saumâtres qui caractérisent le milieu de sédimentation environnant.

C.2. Synclinaux varois : Le Val, Carcès.

Les quartz caractérisés par des figures exoscopiques de type infratidal de basse énergie montrent que les cristaux évoluent dans un milieu marin encore largement développé à cette époque.

Nombre, pourcentage et localisation des types de figures exoscopiques									
Age : CENOMANIEN									
Nombre total de coupes : 13									
Figures exoscopiques Localisation	Eolisation ancienne	Pédogenèse interm.	Deltaïque	Marin	Sub-aride	Aquatique	Pédogenèse finale	nbre et % de coupes	
BERRE	1	1		1			1	1	*
Martigues C.F.R.	100	100		100			100		°
NERTHE	2	1	1	2			1	2	*
La Folie Erevine	100	50	50	100			50		°
BEAUSSET W. Cassis	5		5	4			1	5	*
Fontblanche La Bégude Pas d'Ouillier	100		100	80			20		°
BEAUSSET Est Cimaille	3	1	3	3			1	4	*
Val d'Aren Revest Costeb Revest stade	75	25	75	75			25		°
SAINTE BAUME			1	1				1	*
Camps La Source			100	100					°

* nombre de coupes concernées par le caractère exoscopique
° pourcentage de coupes concernées par le caractère exoscopique

Nombre, pourcentage et localisation des types de figures exoscopiques									
Age : TURONIEN									
Nombre total de coupes : 14									
Figures exoscopiques Localisation	Eolisation ancienne	Pédogenèse interm.	Deltaïque	Marin	Sub-aride	Aquatique	Pédogenèse finale	nbre et % de coupes	
BERRE	3		2	3			2	3	*
Lavera Martigues C.F.R. St. Chamas	100		66	100			66		°
NERTHE	1		2	1				2	*
Puits St. Antoine Erevine	50		100	50					°
BEAUSSET W. Cassis	2		2	3			1	3	*
Soubeyran Pas d'Ouillier	75		75	100			25		°
BEAUSSET Est Caumes	2		2	2			2	2	*
Pardiguières Revest Costebelle	100		100	100			100		°
SAINTE BAUME	3		2	3	1	1	1	4	*
Allauch Bettons Mazaugues Camps	75		50	75	25	25	25		°

* nombre de coupes concernées par le caractère exoscopique
° pourcentage de coupes concernées par le caractère exoscopique

V.4.4. Essai de traitement statistique des résultats concernant l'exoscopie des quartz (Annexes, tableaux 1 à 16).

A - Au vu des résultats globaux nous avons distingué et regroupé dans des tableaux les principales figures exoscopiques qui caractérisent les quartz de chaque coupe. Celles-ci sont répertoriées dans l'ordre chronologique relatif où elles ont affecté les cristaux. Une notation allant de 1 à 4 exprime l'importance de chaque caractère exoscopique observé ; on peut ainsi définir 4 états :

- 1 - effet exoscopique présent mais rare
- 2 - effet net
- 3 - effet très net
- 4 - effet dominant.

Ces tableaux contiennent donc pour chaque coupe la série d'information suivante :

- 1 - existence ou non d'un caractère exoscopique
- 2 - son importance
- 3 - chronologie des différents phénomènes qui ont participé à l'élaboration des principales figures
- 4 - localisation géographique dans le domaine d'étude
- 5 - âge des sédiments.

B - Etant donné que le nombre de coupes étudiées est assez faible pour être traité sur le plan statistique, il apparaît illusoire de mettre en oeuvre de telles méthodes intégrant l'ensemble des paramètres, le nombre de "situations" différentes pouvant apparaître infiniment supérieur à celui des échantillons. (*)

B.1. Nous avons donc choisi :

- de tenir compte uniquement de l'absence ou de la présence d'un caractère exoscopique
- de regrouper les caractéristiques des coupes par région et par étage stratigraphique.

B.2. Nous avons établi quatre tableaux : un pour chacun des 3 étages géologiques étudiés, le dernier pour l'ensemble du Crétacé supérieur marin provençal. Dans ces tableaux, ont été exprimés le nombre puis le pourcentage des échantillons possédant tel ou tel caractère exoscopique par rapport à ceux de la région considérée à une époque donnée.

(*) On assimile ici chaque coupe dans laquelle un certain nombre d'échantillons ont été analysés à un échantillon traité statistiquement.

Nombre, pourcentage et localisation des types de figures exoscopiques									
Age : SENONIEN									
Nombre total de coupes : 11									
Figures exoscopiques Localisation	Eolisation ancienne	Pédogénèse interm.	Deltaïque	Marin	Sub-aride	Aquatique	Pédogénèse finale	nbre et % de coupes	
BERRE									*
									o
NERTHE Figuères Méjean La Folie	2		2	1			1	3	*
	66		66	33			33		o
BEAUSSET W. Baguier Ceyreste	2			2	2			2	*
	100			100	100				o
BEAUSSET Est Grand Vallat			1	1				1	*
			100	100					o
SAINTE BAUME Branguier Nans Daurengue Le Val Mazaugues	3	1	4	3			1	5	*
	80	20	80	60			20		o

* nombre de coupes concernées par le caractère exoscopique
o pourcentage de coupes concernées par le caractère exoscopique

Nombre, pourcentage et localisation des types de figures exoscopiques									
Age : CRETACE SUPERIEUR MARIN									
Nombre total de coupes : 38									
Figures exoscopiques Localisation	Eolisation ancienne	Pédogénèse interm.	Deltaïque	Marin	Sub-aride	Aquatique	Pédogénèse finale	nbre et % de coupes	
BERRE	4	1	2	4			3	4	*
	100	25	50	100			75		o
NERTHE	5	1	5	4			2	7	*
	70	15	70	55			30		o
BEAUSSET W.	9		7	9	2		4	10	*
	90		70	90	20		40		o
BEAUSSET Est	5	1	6	6			3	7	*
	70	15	85	85			40		o
SAINTE BAUME	6	1	7	7	1	1	2	10	*
	60	10	70	70	10	10	20		o

* nombre de coupes concernées par le caractère exoscopique
o pourcentage de coupes concernées par le caractère exoscopique

Ces pourcentages sont à manier avec beaucoup de précautions étant donné le faible nombre de coupes par étage et par région :

- 13 coupes au Cénomanién dont 1 à Berre, 2 dans la Nerthe, 5 dans le Beausset ouest, 4 dans le Beausset Est, 1 dans la région nord provençale
- 14 coupes au Turonien dont 3 à Berre, 2 dans la Nerthe, 3 dans le Beausset ouest, 2 dans le Beausset Est, 4 dans la région nord provençale
- 11 coupes au Sénonien dont 3 dans la Nerthe, 2 dans le Beausset Ouest, 1 dans le Beausset Est, 5 dans la région nord provençale

B.3. Les "notations" ou approximations semi-quantitatives ne sont utilisées, que si cela est nécessaire, pour critiquer les résultats de l'étude de ces tableaux (regroupements anormaux, valeurs aberrantes par exemple) par rapport aux autres méthodes d'analyse.

B.4. L'ordre d'apparition et de succession des figures exoscopiques sur les cristaux n'a pas été intégré dans ces tableaux car l'observation des résultats bruts montre que les différents caractères apparaissent toujours dans le même ordre. Dans la très grande majorité des cas on observe en effet la succession suivante : éolisation ancienne, puis acquisition des caractères deltaïques, marins et pédologiques (final).

C - Exploitation des tableaux récapitulatifs.

C.1. Cénomanién. C'est dans deux régions du Beausset Ouest et Est que les coupes étudiées sont les plus nombreuses. (cf. p.386).

C.1.1. Eolien ancien : sur 13 coupes, 11 d'entre elles possèdent des quartz montrant des caractères éoliens anciens. Cet épisode semble donc avoir affecté les cristaux de l'ensemble du continent pourvoyeur.

C.1.2. L'épisode pédologique intermédiaire affecte plutôt les quartz des domaines occidentaux, l'épisode pédologique final paraissant indépendant des régions, tous les échantillons ayant subi cette influence.

C.1.3. Transit deltaïque : Ce caractère dominant dans toutes les coupes montre que tous les quartz paraissent avoir transité dans un milieu de type deltaïque et en particulier ceux des régions du Beausset (ouest et est).

C.1.4. Episode marin : celui-ci, dominant comme le caractère deltaïque, affecte les cristaux de l'ensemble des régions avec une tendance mieux marquée dans les échantillons du Beausset.

C.2. Turonien. (cf.p.386).

C.2.1. éolien ancien : cet épisode qui affecte tous les quartz étudiés paraît se manifester sur l'ensemble du domaine pourvoyeur.

C.2.2. Le caractère subaride est à relier à l'épisode bauxitique qui concerne certains échantillons de Mazaugues.

C.2.3. L'épisode pédologique final concerne les quartz de toutes les régions sauf celle de la Nerthe.

C.2.4. Transit deltaïque : cet épisode bien que commun à toutes les régions, caractérise plus particulièrement les cristaux du Beausset et de la Nerthe.

C.2.5. L'épisode marin caractérise les sédiments détritiques d'âge Turonien puisque 12 coupes sur 14 présentent des cristaux montrant des figures exoscopiques typiques de ce milieu. Toute division géographique paraît inutile pour cette période.

C.3. Sénonien. (cf.p.388).

C.3.1. éolien ancien : ce caractère qui semble affecter la majorité des cristaux de l'échantillonnage étudié montre l'importance de l'éolisation ancienne sur l'ensemble du substrat pourvoyeur.

C.3.2. transit deltaïque : les figures spécifiques de ce milieu sont abondantes dans les quartz des coupes de la Nerthe et surtout de la région nord-provençale (Mazaugues Branguier)

C.3.3. épisode marin : cet épisode, général à l'ensemble de l'échantillonnage, concerne plus particulièrement les quartz du Beausset (Ouest et Est) ainsi que ceux de la région nord-provençale

C.3.4. Caractère Sub-aride : les figures exoscopiques de ce type sont assez exceptionnelles et caractérisent les cristaux du Beausset ouest. Un changement climatique dans l'aridité affecterait au moins en partie le substrat pourvoyeur à cette époque.

C.3.5. L'épisode pédologique final semble peu significatif et ne concerne que les cristaux de la Nerthe et de la région nord-provençale

D - Conclusions sur l'ensemble des quartz du Crétacé Supérieur marin. (cf.p.388).

D.1. Dans 29 coupes sur 38 (75 % des cas) les quartz ont subi une éolisation ancienne. Ce caractère affecte toutes les régions quelle que soit l'époque mais il est particulièrement bien marqué dans les régions de Berre et du Beausset Ouest ; le secteur nord-provençal s'avère globa-

lement le moins marqué.

D.2. Episode pédologique intermédiaire : 4 coupes sur 38 (10% des cas) sont concernées par un tel épisode. (une coupe dans chaque région sauf le Beausset Ouest). Ce phénomène ne paraît pas significatif.

D.3. Transit deltaïque : Les quartz du 27 coupes sur 38 (70% des cas) sont caractérisées par de telles figures exoscopiques. Cet épisode concerne particulièrement les sédiments du Beausset Est et en moindre abondance ceux de la Nerthe du Beausset Ouest et nord-provençal. L'influence est encore moins nette pour les quartz de la région de Berre. Dans la Nerthe le caractère deltaïque paraît cependant mieux marqué que le marin.

D.4. Episode marin : Dans 80% des cas (30 coupes sur 38) on observe des figures exoscopiques acquises en milieu marin. Les quartz appartenant à toutes les régions paraissent donc avoir transité dans un tel milieu notamment en ce qui concerne les sédiments du Beausset et de Berre.

D.5. Caractère sub-aride : dans 10% des cas (3 coupes sur 38) les quartz montrent de telles figures. Celles-ci bien visibles dans les sédiments déposés dans le Beausset Ouest sont vraisemblablement apparues sur le continent pourvoyeur à la suite d'un changement climatique dans l'aridité puisque ce caractère est antérieur à la reprise marine des grains. En nord-provence le caractère sub-aride est à relier à l'épisode bauxitique le matériel analysé étant de ce type.

D.6. Episode pédologique final : 14 coupes sur 38 (35% des cas) appartenant à toutes les régions portent les traces d'un tel épisode. C'est dans la région de Berre que le caractère est le mieux marqué puisque les quartz de 3 coupes sur 4 portent de telles marques.

E - Information globale.

Cette étude complémentaire confirme bien que les quartz des sédiments du Crétacé Supérieur marin sont caractérisés par des figures principalement acquises dans des milieux marins ou de transit deltaïque. Avant d'être repris dans ces milieux, les cristaux auraient subi une éolisation ancienne sur le continent pourvoyeur ; l'épisode pédologique aurait donné le caractère significatif à l'évolution des cristaux.

A titre d'information signalons que les quartz du secteur gar-
dois (Serviers la Baume) sont caractérisés par un épisode de transit del-
taïque. Ceux du Gargasien de Martigues éolisés anciennement par un épisode
franchement marin.

V.4.5. Synthèse apportée par l'étude des quartz.

A - Cénomanién.

A.1. L'étude exoscopique montre que dans de nombreux cas, les quartz portent des figures exoscopiques acquises lors d'un transit effectué en milieu de type deltaïque avant d'être immobilisés en milieu marin.

a) Les sédiments du secteur de Ste Anne-Val d'Aren (Cénomanién inférieur) sont caractérisés par des quartz présentant les figures deltaïques les plus significatives ; les cristaux des formations de la Bédoule (Beausset Ouest) portent également des figures de ce type. Ce mode de transit deltaïque pourrait être contemporain d'une phase active d'érosion qui aurait affecté le continent pourvoyeur à cette époque.

b) Les quartz des secteurs de la Nerthe (Folie) et de Berre (Martigues) ont montré de nombreuses figures exoscopiques acquises principalement en milieu marin ; les cristaux ont probablement acquis ces caractères dans le milieu marin transgressif qui s'étendait à l'ensemble de la région, au Cénomanién moyen-supérieur et supérieur.

A.2. L'étude endoscopique des quartz a permis de préciser en partie la composition pétrographique du substrat pourvoyeur : granitique, métamorphique et rhyolitique. Les pourcentages de quartz rhyolitiques les plus importants qui sont localisés dans la région du Beausset Est correspondraient à l'érosion massive de la partie orientale du domaine pourvoyeur au Cénomanién inférieur à moyen. Parmi les quartz rhyolitiques, nous avons constaté que les pourcentages d'automorphes décroissent depuis le secteur du Beausset Est (1,8%) jusque dans celui de la Nerthe Erevine (0,2%) en passant par la Bédoule (0,8%). On observait ainsi une diminution des pourcentages de ces cristaux depuis l'Est vers l'Ouest ; ce fait ajouté aux précédents permet de conforter l'idée d'un axe d'apport dans la région du Beausset Est (Ste Anne-Val d'Aren) au Cénomanién inférieur et moyen. Ce nourrissage s'effectuerait à partir d'un substrat pourvoyeur de composition pétrographique à dominante effusive (calco-alcaline) cf. minéralogie. La diminution quantitative de ces cristaux d'Est en Ouest pourrait s'expliquer soit par une dilution des quartz automorphes rhyolitiques dans le milieu de transit, soit par une différenciation dans la composition pétrographique du substrat pourvoyeur. Dans ce dernier cas on pourrait admettre que pendant le Cénomanién inférieur à moyen s'éroderaient davantage de

rhyolites à l'Est qu'à l'Ouest.

Remarque : la prise en compte des valeurs relatives des pourcentages de quartz est assez faible puisque la quantité de ces cristaux dans chaque échantillon est à peu près comparable.

B - Turonien.

B.1. Au Turonien moyen à supérieur. Les secteurs du Mont Caumes-Costebelle (Beausset Est) et de la Bédoule (Beausset Ouest) sont à nouveau alimentés par des sédiments riches en quartz rhyolitiques (dont automorphes) granitiques et métamorphiques traduisant ainsi l'existence d'un domaine nourricier de composition pétrographique mixte.

A la même époque les secteurs du Soubeyran et du Mont Caumes-Pardiguières dans le Beausset Est présentent les mêmes caractéristiques.

Dans tous les cas les figures exoscopiques de type deltaïque caractérisent les cristaux et sont significatives de l'érosion massive de la partie orientale du substrat pourvoyeur à cette époque.

B.2. Dans la Nerthe Sud (Erevine, Puits-st-Antoine) les quartz de socle granitique et métamorphique présentent également de nombreuses figures de type deltaïque ; comme dans le cas précédant, celles-ci sont significatives de l'érosion d'ensemble du domaine nourricier méridional au Turonien moyen à supérieur. La reprise marine des cristaux (épisode final) serait contemporaine de l'épisode transgressif de la mer au Turonien supérieur.

B.3. Dans la région de Berre (St Chamas en particulier) les figures exoscopiques qui affectent les quartz des sables appartiennent en majorité au type marin infratidal. Dans le secteur de Lavéra des figures deltaïques se surimposent aux figures marines. Dans cette région l'absence de quartz rhyolitiques montre qu'au Turonien supérieur la partie la plus occidentale du continent pourvoyeur fournissait essentiellement des sédiments de nature granitique et métamorphique. Le transit des sédiments s'effectuait donc en milieu franchement marin depuis un domaine pourvoyeur Sud-occidental pauvre en rhyolite.

C - Coniacien-Santonien.

C.1. Dans tout le domaine d'étude, l'examen morphoscopique montre la prépondérance des quartz non usés légèrement évolués témoins d'apports relativement "frais" provenant d'un substrat pourvoyeur peu éloigné du domaine de dépôt.

C.2. Région Nord-Provençale

a) L'étude endoscopique a montré la présence de quartz rhyolitiques (Mazaugues Branguier) le reste du cortège étant d'origine granitique et métamorphique ; ces résultats traduisent ainsi un domaine nourricier de type mixte.

b) Des figures exoscopiques acquises en milieu de transit deltaïque caractérisent les quartz de cette région ; ceux-ci proviendraient de la partie orientale du substrat pourvoyeur alors soumise à l'érosion et aux réajustements tectoniques.

C.3. Les quartz des autres régions : Nerthe et Beausset en particulier (Ceyreste, Baguier) sont hérités d'un socle essentiellement granitique et métamorphique. Contrairement aux observations précédentes (Cénomaniens, Turonien) les quartz de cette région ne montrent pas de figures exoscopiques acquises en milieu de type deltaïque ; le substrat pourvoyeur méridional était donc faiblement affecté par l'érosion à cette époque. L'étude exoscopique a montré par contre qu'après avoir transité dans un contexte sub-aride (épisode pédologique) les cristaux ont évolué dans un domaine franchement marin qui s'accorde bien avec l'épisode transgressif de la mer au Coniacien.

V.4.6. Conclusions apportées par l'étude des quartz.

1) La morphoscopie a montré la prépondérance des quartz non usés légèrement évolués témoignant d'apports relativement frais à partir d'un substrat pourvoyeur méridional dont la situation paléogéographique sera précisée ultérieurement.

2) L'endoscopie a permis de connaître dans ses grandes lignes la composition pétrographique de ce substrat : granitique, métamorphique et rhyolitique. Les analyses minéralogiques et pétrographiques nous permettront de définir plus précisément cette composition.

3) L'abondance de quartz rhyolitiques dans les sédiments des régions Est (Beausset Est et Ouest) et Nord-Est (Nord-Provençale) traduit une alimentation permanente de ces secteurs (du Cénomaniens au Santonien) par un substrat pourvoyeur particulièrement riche en roches magmatiques effusives dans sa partie orientale. Les pourcentages des quartz automorphes rhyolitiques ne dépassant pas 8% dans les rhyolites de l'Estérel, il faut donc éroder une masse importante de matériaux pour obtenir les pourcentages de

cristaux observés de l'ordre de 2% par exemple dans les sédiments de Ste Anne Val d'Aren au Cénomaniens inférieur et moyen.

Cette méthode ne permet pas de préciser si les quartz rhyolitiques ont une origine alcaline ou calco-alcaline ; dès lors tout rapprochement avec les massifs voisins susceptibles d'être pourvoyeurs du matériel détritique n'est pas possible, la simple étude de ces cristaux n'étant pas suffisante. D'autres techniques s'avèrent nécessaires pour compléter cette information (cf. minéralogie)

4) L'exoscopie a révélé les différents épisodes par lesquels ont transité les quartz :

- au Cénomaniens inférieur et moyen les quartz sont caractérisés par des figures exoscopiques de type deltaïque puis marines à l'Est (Beausset Est, davantage marines à l'Ouest (Berre)

- au Turonien moyen et supérieur les quartz sont caractérisés dans leur ensemble par des figures de type deltaïque à l'exception toute fois de ceux de la région de Berre (St Chamas, Martigues, CFR) affectés en particulier de figures marines.

- au Santonien les quartz présentant des traces acquises en milieu deltaïque puis marin sont localisés dans les sédiments de la région Nord Orientale (Mazaugues-Ste Baume)

- au Coniacien, contrairement à ce que l'on a observé au Cénomaniens et au Turonien, les cristaux de la région du Beausset auraient évolué principalement en milieu sub-aride (sur le substrat pourvoyeur) avant d'être repris en domaine marin (milieu de sédimentation).

5) Deux groupes d'apports sont ainsi définis :

a) apports riches en quartz caractérisés par de nombreuses figures exoscopiques de type deltaïque et marine dont les cortèges pétrographiques sont issus de roches granitiques, métamorphiques et rhyolitiques. Ce sont en majorité les sédiments des secteurs les plus orientaux : Beausset (Cénomaniens inférieur et moyen, Turonien moyen et supérieur) Nord-Provençal (Santonien).

b) apports riches en quartz comportant de nombreuses figures exoscopiques essentiellement marines dont les cortèges pétrographiques sont issus de roches granitiques et métamorphiques. Ce sont les sédiments des secteurs occidentaux de Berre (essentiellement au Turonien supérieur) de la Nerthe et ceux du secteur du Beausset, Ceyreste, Baguier etc... (au Coniacien)

cien).

c) Le contexte sub-aride dans lequel ont transité durant le Coniacien les cristaux du Beausset avant leur reprise en domaine marin paraît significatif des quartz de cette région. Nous en avons proposé une interprétation précédemment.

6) La présence sur les quartz de figures exoscopiques de type deltaïque paraît aller de pair avec l'abondance des quartz rhyolitiques ; ce fait paraît significatif des sédiments du Val d'Aren-Ste Anne au Cénomannien inférieur, moyen et de ceux de Branguier, Mazaugues au Sénonien.

Au cours de cette étude nous avons souvent constaté ce résultat, attribuant cette analogie tantôt aux différences pétrographiques des nombreux secteurs de domaine pourvoyeur, tantôt aux dilutions ou dispersions des cristaux dans les milieux de transit ou à des phénomènes d'ordre sédimentologique.

Au terme de ces réflexions, il semble que l'on puisse relier ce fait à des phénomènes sédimentologiques plus que pétrographiques. En effet les analyses granulométriques nous ont montré que les cristaux de quartz qui participent à un transit deltaïque sont de plus grande taille que ceux ayant évolué en milieu marin. Or généralement les quartz rhyolitiques (bipyramidés notamment) sont de grande taille ; les rhyolites de l'Estérel renferment, par exemple, des quartz dont la taille est en moyenne de 1mm : (elles ne contiennent que très rarement des cristaux d'une taille inférieure : 100, 200 et 300 μ m. Les milieux deltaïques de par leur compétence même sembleraient donc favorables au transit et à la sélection des cristaux de grande taille ; ceci pourrait expliquer l'abondance sélective des quartz rhyolitiques dans de tels milieux.

7) Rappelons enfin que les apports détritiques majeurs, caractérisés par des figures exoscopiques de type deltaïque (Ste Anne-Val d'Aren au Cénomannien inférieur et moyen, Soubeyran, Mont Caumes au Turonien moyen à supérieur ; Mazaugues au Santonien) seraient consécutifs à l'érosion et à l'activité tectonique de certaines régions du continent pourvoyeur.

V.5. MINÉRALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE : INTERPRÉTATION.

V.5.1. Minéralogie des argiles.

Les minéraux argileux rencontrés sont l'illite, les édifices interstratifiés irréguliers (10-14S) et (14C-14S) (Lucas 1962), les smectites et la kaolinite ; la chlorite n'a pas été identifiée, pas plus que les argiles fibreuses.

La nature de cortèges argileux est fonction du lieu de prélèvement et les proportions des espèces minérales sont variables au cours du temps. Dans la plupart des cas, les smectites ou la kaolinite sont prépondérantes ; l'illite est parfois abondante, les interstratifiés irréguliers sont relativement rares.

Les minéraux associés aux argiles comprennent le quartz, les feldspaths et diverses espèces denses, hérités d'un socle minéralogique et calco-alcalin (voir chapitre minéralogie de la fraction grossière.)

V.5.2. Etude comparative entre les teneurs en feldspaths potassique et en kaolinite des sédiments.

L'étude minéralogique de la fraction argileuse des sédiments aux rayons X a révélé l'abondance de la kaolinite dans certaines formations gréseuses de Ste Anne (Cénomannien) de St Chamas (Turonien) et de Mazaugues (Santonien).

Divers auteurs (*) ayant remarqué que les niveaux gréseux étaient souvent plus kaoliniques que les niveaux argileux, nous avons comparé entre elles les compositions minéralogiques des argilites et des grès afin d'avoir une idée plus précise des assemblages d'origine ; l'imperméabilité des argiles garantissait en effet en grande partie la conservation des minéraux.

Dans un deuxième temps nous avons procédé à l'observation microscopique en lames minces des séries gréseuses ; les auteurs (o) ayant observé dans de telles séries la présence de vermicules en accordéon bien représentatifs de la kaolinite néoformée par diagénèse ou par altération, un tel examen nous apparaissait complémentaire et nécessaire pour préciser l'origine des minéraux argileux.

Il est un fait d'observation déjà ancien qui montre que tous les minéraux ne s'altèrent pas avec la même rapidité.

De nombreux essais expérimentaux de l'altération des minéraux

(*) Glass et al 1956, Smoot 1960

(o) Vatan 1939, Kulbicki 1953, 1954, Keller 1958, Kulbicki et Millot 1961

CENOMANIEN

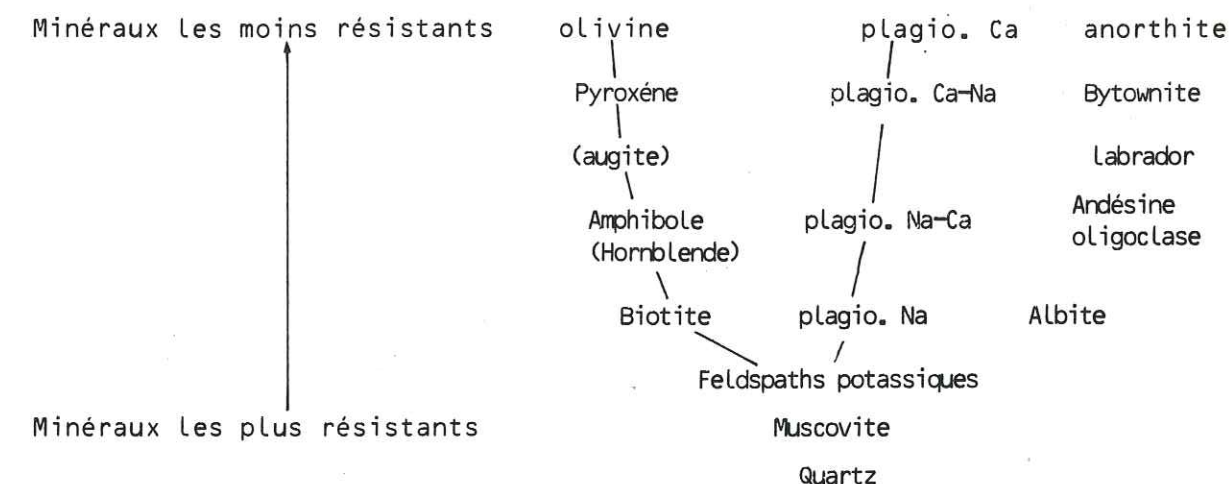
TENEURS EN FELDSPATHS ET EN KAOLINITE DES APPORTS DETRITIQUES

LOCALITES	N° DES ECHANTILLONS	% FELDSPATHS POTASSIQUES	% PLAGIOCLASES	KAOLINITES SUR 10
REGION NERTHE				
Folie Erevine	353 2315	P.R. P.R.		3 8
REGION BEAUSSET OUEST				
Pas d'Ouillier	417	P.R. P.A. orthose microcline	P.A.	0
Cassis	140	5 % orthose microcline		1,5
Bégude Fontblanche	150 114	P.R. orthose P.R.		0
REGION BEAUSSET EST				
Sainte-Anne Cimaye	614 615 616 <u>310</u>	P.R. 15 à 20 % A à T.A. orthose microcl.	P.A.	0,5 - 1 <u>6</u>
Val d'Aren	292 <u>301</u> 385 388	5 à 10 % A.A. 8 à 10 % A.A. P.R. P.R.		<u>5</u> <u>5</u> 0
Revest	422	10 % A.A.		

P.R. : Présents ou Rares 0 à 2 %
P.A. : Peu Abondants 2 à 5 %
A.A. : Assez Abondants 5 à 10 %
A. : Abondants 10 à 20 %
T.A. : Très Abondants + de 20 %

isolés ont été effectués (Daubrée 1857) Tamm (1924) Correns (1930, 1938, 1939, 1940, 1961) Craham (1950)...

Goldich (1938) observant dans la nature l'ordre de vulnérabilité des minéraux définit une double séquence de minéraux communes :



La différence de vulnérabilité entre la biotite et la muscovite est bien connue (caillère et Henin 1951) Bassett (1960). L'altération des plagioclases est beaucoup plus rapide et poussée que celle des feldspaths alcalins : Delapparent (1909) Goldich (1938) Graham (1950) Leneuf (1959). Du fait de la rareté de la biotite dans nos échantillons nous avons choisi dans cette étude de nous intéresser plus particulièrement aux feldspaths. C'est pourquoi nous avons dressé un inventaire des feldspaths potassiques et plagioclases présents dans chaque formation et dans chaque secteur (estimations semi-quantitatives). Leur nature, leur abondance, leur fraîcheur peuvent renseigner sur l'état d'altération du sédiment.

* L'inventaire des feldpaths et l'estimation semi quantitative de la kaolinite dans les colonnes stratigraphiques apportent les résultats suivants :

1) Au Cénomaniens :(cf.p.398).

C'est dans la région du Beausset Est (Cimaye, Val d'Aren) que les pourcentages de feldspaths (orthose, microcline) sont les plus importants (10 à 20%). Parallèlement la kaolinite est abondante (5/10 et 6/10). Dans les autres régions, les feldspaths potassiques sont toujours représentés en faibles proportions. La kaolinite abondante (8/10) dans la Nerthe (Erevine) est assez rare dans les autres secteurs.

TURONIEN

TENEURS EN FELDSPATHS ET EN KAOLINITE DES APPORTS DETRITIQUES

LOCALITES	N° DES ECHANTILLONS	% FELDSPATHS POTASSIQUES	% PLAGIOCLASES	KAOLINITES SUR 10
REGION BERRE				
Lavéra	391	5 à 10 % A.A.		
Vasseur	393	orthose		
Saint-Chamas	1017	P.R.	R.	
	62b	P.R. orthose	5 % A.A.	5 à 6
		20 % orthose		
		A.		
REGION NERTHE				
Puits Saint-Antoine	336	P.R.		
REGION BEAUSSET OUEST				
Soubeyran	601	P.R.		0
	604	P.R.		0
	608	P.R.		0,5
REGION BEAUSSET EST				
Revest	423	6 à 8 % microcl.		6
	424	A.A. microcl.		6
	426	6 à 7 %		6
Caumes	245 269 273	P.R.		

P.R. : Présents ou Rares 0 à 2 %
P.A. : Peu Abondants 2 à 5 %
A.A. : Assez Abondants 5 à 10 %
A. : Abondants 10 à 20 %
T.A. : Très Abondants + de 20 %

2) Au Turonien : (cf.p.400).

Région Ouest : c'est surtout dans les secteurs de Berre St-Chamas que les pourcentages de feldspaths sont les plus importants (20% d'orthose) 5% de plagioclases. La kaolinite est abondante (6/10) dans l'ensemble des échantillons

Région du Beausset : les secteurs du Revest (Beausset Est) montrent des pourcentages de feldspath potassiques de 6 à 8 % (microline) la kaolinite est également abondante (6/10). Dans les autres secteurs la kaolinite et les feldspaths sont rares.

3) Au Coniacien et au Santonien : (cf.p.402).

C'est principalement dans la région Nord-Provençale (Mazaugues, Nans, Branguier) que les pourcentages de feldspaths sont les plus importants plus de 20% d'orthose et de microline à Mazaugues et à Branguier. Les plagioclases sont également bien représentés. Dans ces séries la kaolinite est toujours abondante (5,5 à 6,5/10)

Dans les autres régions les feldspaths sont présents en plus faible abondance (quelques plagioclases dans le Beausset) ; la kaolinite est rare.

4) Dans l'ensemble c'est au Sénonien que les feldspaths sont les plus abondants. Le substrat pourvoyeur : roches magmatiques et certaines roches métamorphiques (voir chapitre minéralogie) serait donc davantage sollicité à cette époque notamment dans les secteurs orientaux.

Au Cénomani, l'origine des feldspaths serait davantage méridionale, au Turonien surtout Sud-occidentale.

5) Conclusions partielles.

1) L'inventaire réalisé montre que les ensembles détritiques majeurs sont souvent caractérisés à la fois par leur richesses en feldspaths potassiques et en kaolinite. Il s'agit :

- au Cénomani des secteurs de Ste Anne, Val d'Aren, Mont Caumes. Le Revest dans la région du Beausset Est.
- au Turonien : - du secteur de St Chamas dans la région de Berre
- du secteur du Mt Caumes-le Revest dans la région du Beausset Est
- au Sénonien des secteurs de Mazaugues, Nans et Branguier dans la région Nord-Provençale.

NB: 0 - 2% Présents ou rares
2 - 5% PA
5 - 10% AA
10 - 20% A
+ de 20% TA

Pourcentages relatifs spécifiques à l'échantillonnage rencontré.

SENONIEN

TENEURS EN FELDSPATHS ET EN KAOLINITE DES APPORTS DETRITIQUES

LOCALITES	N° DES ECHANTILLONS	% FELDSPATHS POTASSIQUES	% PLAGIOCLASES	KAOLINITES SUR 10
REGION NERTHE				
Figuières	320 333	P.R. P.R.		0 1,5
REGION BEAUSSET OUEST				
Ceyreste	1920 1924	2 à 5 % P.A.	P.R. P.R.	0 0
REGION SAINTE-BAUME				
Mazaugues	816 824 825 831 832 835 2216 2218 2219 2222	P.A. 15 à 20 % A. microcline P.A. 20 % T.A. P.A. P.A. P.A. 10 à 12 % A. 8 à 10 % A.A. A.		3,5 4 3,5 5,5 4,5 2,5 1,5 1,5 3,5 2,5
Nans	403 405 411	P.A. 5 à 10 % A.A. 10 à 15 % A.	P.A. P.A. P.A.	1,5 2 5
Présidente	1866	P.A.		3
Le Val	1868	P.A.	P.A.	4
Daurengue	450	P.R.		0,3
Branguier	366 370 368	P.A. 10 à 20 % A. orthose microcl. + 20 % T.A. orthose microcl.	P.A. P.A. P.A.	5,5 6,5 5,5

P.R. : Présents ou Rares 0 à 2 %
 P.A. : Peu Abondants 2 à 5 %
 A.A. : Assez Abondants 5 à 10 %
 A. : Abondants 10 à 20 %
 T.A. : Très Abondants + de 20 %

Dans d'autres cas les grès peuvent être pauvres à la fois en feldspaths et en kaolinite ; parfois les teneurs des deux familles minéralogiques sont indépendantes ; (la présence de la kaolinite aux côtés des feldspaths n'est donc pas synonyme de kaolinisation dans tous les cas)

2) Les sédiments détritiques gréseux contiennent de très nombreux feldspaths surtout potassiques alors qu'on n'observe jamais de kaolinite néoformée (absence de vermicules en accordéon ou en éventail)

3) L'absence de dépendance quantitative entre feldspaths et kaolinite indique la faiblesse de l'altération. L'héritage représenterait le mécanisme principalement à l'origine des kaolinites sédimentaires. Il semble bien que l'on ait affaire à des ensembles détritiques vrais où la fraction grossière comme la fraction argileuse seraient héritées. Aucune trace de transformation, de dissolution ou de néoformation n'y est visible.

V.5.3. Origine des minéraux argileux.

a) L'observation comparée de la minéralogie des argiles et de la lithologie, montre qu'elles interviennent de façon indépendante comme l'indique la rareté des génèses argileuses dans les milieux de dépôt.

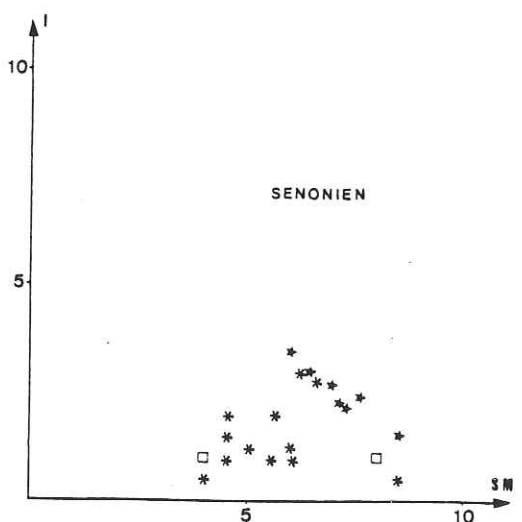
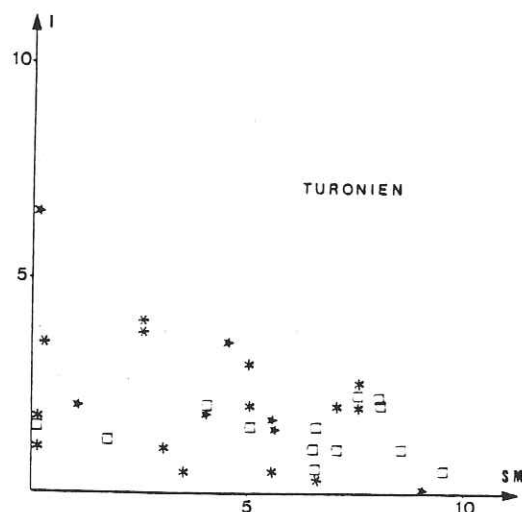
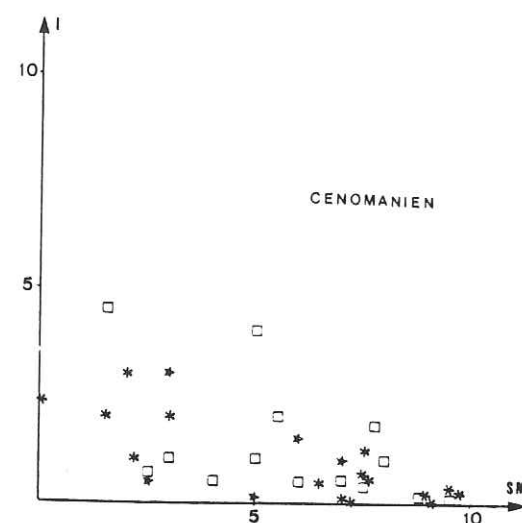
- Un diagramme illite-smectites qui tient compte de la lithologie confirme l'absence de relations entre la minéralogie des argiles et la lithologie ceci principalement pour les échantillons d'âge Cénomaniens et Turoniens (cf. p.404).

- Par ailleurs un exemple précis pris dans le secteur de Mazaugues montre bien qu'à un changement lithologique net correspond un "log." minéralogique constant (cf. fig.185 et log. Mazaugues nord).

b) Les édifices interstratifiés irréguliers souvent de même espèce et présents dans des proportions voisines, montrent que l'influence de la diagenèse d'enfouissement est pratiquement inexistante dans tous les profils puisqu'elle ne conduit même pas à des changements minéralogiques des formes minérales de transition particulièrement vulnérables.

c) Les proportions notables de feldspaths potassiques et de plagioclases dans les secteurs les plus riches en kaolinite (observations macroscopiques et microscopiques) suggèrent que la genèse in-situ des kaolinites par altération du matériel feldspathique n'est pas envisageable, les feldspaths étant les premiers susceptibles de fournir les éléments nécessaires à la néoformation de ce minéral (diagramme de Goldich 1938 et cf. chap. minéralogie)

GRAPHIQUES ILLITE SMECTITES ET LITHOLOGIE



* Marnes
□ Calcaires
* Grès

I, Illite/10
SM, Smectites/10

d) L'indépendance constatée entre les particules argileuses observées au microscope électronique à transmission montre que les arguments micromorphologiques vont également dans le sens d'une origine des minéraux davantage détritique que diagénétique.

e) Les résultats présentés ici s'accordent avec ceux livrés par la littérature récente par exemple au Jurassique supérieur dans le Boulonnais (de Coninck et al 1982) et plus particulièrement dans les dépôts mésozoïques et cénozoïques de la marge nord atlantique depuis le Jurassique (Chamley 1979, Chamley et al 1980, Berthon et al 1982).

En conséquence, l'origine terrigène prépondérante des argiles est probable ; les variations minéralogiques et l'étude des associations minérales sont susceptibles de fournir des indications sur les environnements continentaux contemporains du dépôt.

V.5.4. Sources possibles des apports ; mécanismes de formation de minéraux argileux.

Comme nous l'avons évoqué dans les généralités l'origine des argiles crétacées est essentiellement à rapporter à un substrat ancien ;

- isthme reliant le massif des Maures à l'extrémité du Massif Central des Pyrénées selon Mallard et Bertrand 1892.

- Massif Hispano Pyrénéo Corso-sarde selon Vasseur, Fournier (1896) Corroy et Denizot (1936) Blanc (1950 - 1953 - 1959 - 1962 - 1971) ; Philip (1970).

- Massif des Maures selon Blanc (1950) Philip (1970).

Ce domaine nourricier ancien qui a été défini dans ce travail (cf. chapitre minéralogie) joue un rôle important comme pourvoyeur des matériaux détritiques dans la couverture provençale, que ce soit au cours de l'évolution géodynamique depuis la fin du Paléozoïque ou pendant l'histoire sédimentaire proprement dite de la région étudiée.

A ce propos nous devons signaler la participation, minime il est vrai, de la couverture Jurassique dans la composition des sédiments étudiés : on ne retrouve en effet que quelques rares galets de calcaire émanant de celle-ci dans certains dépôts du Turonien du Soubeyran (Blanc 1962)

La primauté de l'héritage, les origines des minéraux à partir d'un socle ancien, et les cortège minéralogiques observés nous conduisent à préciser les mécanismes qui ont présidé à leur formation.

A - Les minéraux primaires (illite et chlorite) proviennent surtout de l'érosion directe d'un substratum continental cristallin ou de roche sédimentaires anciennes riches en ces minéraux (Chamley 1979, De Coninck 1982). L'abondance et la variabilité des minéraux primaires et de dégradation ménagée (interstratifiés irréguliers), traduisent un caractère détritique et terrigène prononcé qui peut correspondre à la réaction positive de marges continentales rajeunies par la tectonique puis érodées (Chamley 1979 a et b. Chamley et al 1980)

B - Les smectites : Des analyses semi-quantitatives effectuées sur des échantillons très riches en ces minéraux argileux ont montré qu'il s'agissait de smectites alumino-ferrifères. Leur caractères minéralogiques et géochimiques ainsi que leur environnement sédimentaire, suggèrent donc que les smectites étudiées sont principalement héritées de sols de milieux terrestres mal drainés faiblement déclives, développés sous climats chauds à saisons contrastées. (Millot 1964, Paquet 1969, Chamley 1979).

L'augmentation des smectites au détriment des minéraux primaires et de la kaolinite, est principalement attribuée à un aplanissement morphologique progressif du continent qui n'autorise que l'érosion des formations de couverture et traduit un contexte de relaxation tectonique. Paquet (1969) Courtois et Chamley (1978) Chamley (1979 a et b) Berthou et al (1982) De Coninck et al (1982) Robert (1982). Dans un tel contexte de stabilité épéirogénique, les assemblages argileux sont susceptibles de donner des indications paléoclimatiques. A ces phénomènes peuvent s'ajouter des mécanismes de sédimentations différentielles conduisant à une sélection des smectites dans le faciès de décantation du large (Debrabant et al 1978 Deconinck et al (1981).

L'illite a généralement un comportement intermédiaire entre la kaolinite et les smectites ; si la sédimentation différentielle intervient elle varie souvent d'une manière comparable à la kaolinite (Chamley 1979)

C - La kaolinite nécessite une histoire assez longue et des sols évolués dont les caractéristiques s'acquièrent difficilement dans des paysages littoraux instables. Sa formation est favorisée à l'amont continental des paysages dans un environnement fortement hydrolysant sous climat chaud et humide. Pour obtenir le drainage important que suppose la genèse en quantité importante de kaolinite dans les sols, il est nécessaire que les pentes

où s'exerce l'altération soient suffisamment déclives (Millot 1964).

La rareté de la kaolinite dans les sédiments ne traduit pas forcément l'absence de sols évolués sur le continent pourvoyeur. En effet :

- les parties centrale et amont des domaines émergés pourvoyeurs peuvent être situés très loin des domaines de dépôt dans lesquels la kaolinite n'est pas transportée eu égard de la distance et de sa taille.

- le minéral lui même peut ne pas être apporté dans le milieu de sédimentation par suite d'un environnement de pentes assez faibles, d'un climat trop aride en aval, ou de bassins versants insuffisamment hiérarchisés.

- la rareté de la kaolinite peut également s'expliquer en période de régression puisque lors de l'abaissement du niveau de la mer, l'érosion habituellement régressive n'intéresse tout d'abord pas l'amont où ce minéral est très développé.

D - L'existence aux côtés de la kaolinite de quantités importantes d'illite et de minéraux d'altération ménagée (interstratifiés irréguliers) paraît refléter l'érosion cumulée de sols superficiels, de roches sous jaçantes aux sols, et des parties profondes des altérations. (Berthou et al 1982) une part importante du substratum est trop activement érodée pour permettre le développement généralisé des sols kaoliniques ; une morphologie continentale jeune, soumise à la tectonique peut en être la cause (Robert 1982)

L'augmentation simultanée de la kaolinite et des minéraux primaires suggère donc une reprise intense de l'érosion affectant les secteurs les plus amont des bassins-versants et donc des périodes d'instabilité tectonique et de rajeunissement morphologique (Deconinck et al 1982, Robert 1982).

E - Le remaniement conjoint des smectites et de la kaolinite est tout à fait banal ; sous climat chaud hydrolysant, les zones aval peu déclives et recevant moins de pluies engendrent les smectites (saisons contrastées), les zones amont plus déclives et plus constamment arrosées et mieux drainées engendrent les kaolinites (Millot 1964, Paquet 1969).

L'érosion cumule ainsi les apports à la mer ; les minéraux se retrouvent ensemble en aval dans le bassin de sédimentation, en proportion variable selon les pentes et l'importance des mécanismes de sédimentation différentielle ; pour qu'il y ait cumul, il faut toutefois que les pentes soient suffisamment fortes.

F - Les minéraux interstratifiés (Mixed-Layers) sont surtout le témoignage d'altérations ménagées. En période hydrolysante, ils constituent une bonne argumentation en faveur d'une instabilité tectonique : en effet les paysages sont sans cesse repris par l'érosion mécanique et l'altération chimique ne peut se développer jusqu'à son terme (aboutissement des sols kaoliniques) (Chamley 1979, Robert 1982)

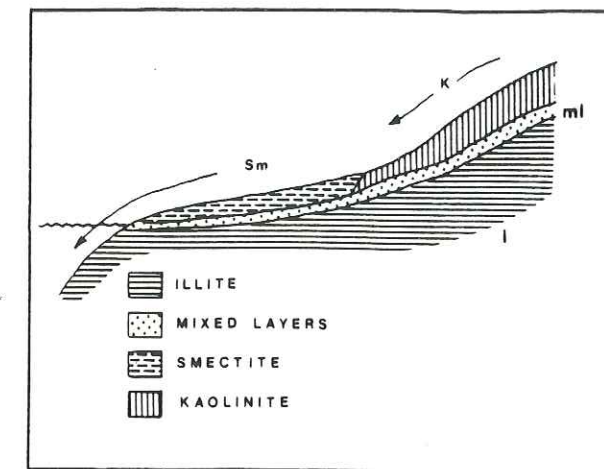
G - L'existence aux côtés de smectites de quantités relativement importantes d'illite peut paraître contradictoire, les smectites se développant dans des conditions relativement stables contribuant à la formation des sols évolués de plaine alors que l'illite nécessite des périodes de rajeunissement morphologique.

Des conditions particulières peuvent aboutir à cet assemblage minéralogique. Ainsi lors d'une déstabilisation tectonique affectant les parties aval des bassins versants la reprise de l'érosion mobilise les smectites le substrat illitique, immédiatement sous-jacent est sollicité à son tour ; les smectites et l'illite sont alors associées, puis l'érosion régressive peut affecter à leur tour les formations amont plus riches en kaolinite.

Des raisonnements de ce type ont été tenus par Diester-Haass et Chamley (1980) pour expliquer de tels assemblages.

L'association smectito-illitique est encore réalisable lorsque au cours de phases régressives l'érosion attaque davantage les sols de plaine et de bas fonds que les sols formés sur les surfaces déclives. A ce phénomène s'ajouterait l'aridification du climat liée au retrait de la mer qui provoquerait un grand développement des sols à smectites dans les zones bordières ; par la suite les smectites étant évacuées et ne se formant plus, l'illite serait favorisée par l'érosion. Millot (1964) Gac (1979) Chamley et Robert (1980) Robert (1982)

H - Exemple type du profil d'altération. Les résultats obtenus nous ont permis d'envisager une distribution moyenne des minéraux argileux dans les profils d'altération du substrat pourvoyeur de la façon suivante :



- L'illite existe surtout en abondance dans les roches mères qui constituent les substrats (roches cristallines, vieux sédiments...)

- Les smectites se forment principalement dans les sols des domaines mal drainés (où les ions s'accumulent) surtout situés à l'aval des bassins versants soumis, à des conditions climatiques chaudes à humidité saisonnière contrastée.

- La formation de la kaolinite est favorisée à l'amont des paysages continentaux (reliefs importants) en milieu bien drainé propice au lessivage des ions sous climat chaud et humide ;

- Les minéraux interstratifiés (mixed-layers) représentent la dégradation incomplète des minéraux argileux comme l'illite ou les smectites ils se développent particulièrement à la base des profils pédologiques ou dans un contexte d'instabilité tectonique défavorable à l'évolution des sols

V.5.5. Interprétations et conclusions stratigraphiques.

A - Cénomaniens.

A.1. Nerthe Berre.

A.1.1. Nerthe Sud : Erevine

- Au Cénomaniens inférieurs les échantillons sont caractérisés par l'abondance des smectites (6,5/10) ; il n'y a pratiquement pas d'illite, la kaolinite est assez bien représentée (3/10). L'importance des smectites est significative de zones de plaines mal drainées, sous climat chaud à alternance de phases humides et sèches où l'aridité reste dominante (Millot 1964, Paquet 1969, Chamley 1979, Robert 1982). Dans les zones amont, l'altération des roches se poursuit, les sols bien drainés évoluent vers la kaolinite.

- Dès le Cénomanién moyen et supérieur la kaolinite (6,5/10) domine les assemblages argileux ; les smectites (2,5/10) sont assez bien représentées, les interstratifiés et l'illite sont rares.

Les faciès lithologiques argilo-sableux montrent que les sols de pente riches en kaolinite sont principalement affectés par l'érosion sans que les roches "mère" ne soient concernées ; ceci est d'ailleurs confirmé par la rareté de l'illite.

La prédominance de la kaolinite n'implique pas pour autant un changement climatique depuis le Cénomanién inférieur ; en effet bien que se développant le plus souvent en zone équatoriale et humide ce minéral peut être présent en zone tropicale et même sub-tropicale à méditerranéenne chaude dans les parties les plus hautes des paysages (Rousset 1968, Paquet 1969, Levêque 1976, Robert 1982). L'hypothèse d'un climat chaud et humide reste donc probable pendant tout le Cénomanién.

Dans l'ensemble l'abondance des smectites et de la kaolinite et les faibles pourcentages d'illite et des interstratifiés, suggèrent l'existence de reliefs amont déclives et de secteurs de plaines mal drainées. Ces conditions autorisent le développement des sols et traduisent la stabilité relative du continent pourvoyeur sous un climat chaud et humide.

De simples pulsations à caractère climatique suffisent à expliquer les variations mineures constatées dans les assemblages minéralogiques

A.1.2. Au cénomanién moyen à supérieur dans les secteurs de la Folie, la Nerthe et de la C.F.R. à Martigues (Nerthe Nord Est), les smectites dominent (6,5/10) accompagnées d'un peu de kaolinite et illite plus rare. Les smectites probablement héritées de sols de milieux continentaux mal drainés, seraient en outre sélectionnées par décantation due à la sédimentation différentielle dans le sillon sud provençal qui s'étendait d'ouest en Est en bordure méridionale du domaine d'étude (Philip 1970).

L'abondance de ces minéraux suggère des conditions tectoniques stables sous l'influence d'un climat chaud à alternance de périodes sèches et humides.

A.2. Domaine du Beausset Ouest Cassis, la Bédoule (Cénomanién moyen et supérieur)

A.2.1. Le secteur de Cassis est caractérisé par la présence presque exclusive des smectites (9/10)

- Les analyses chimiques semi quantitatives de quelques échantillons de ce secteur permettent de supposer que ces minéraux essentiellement aluminos-ferrifères sont d'origine pédologique (héritage).

- Le milieu de dépôt (bassin subsident) vient conforter l'idée précédente puisque la néoformation des smectites par évaporation et concentration des solutions en silice est à écarter dans un tel domaine.

- Comme nous l'avons vu dans le secteur de la Folie, la sélection des smectites s'expliquerait par décantation et sédimentation différentielle des minéraux dans les milieux du "large".

A.2.2. Le domaine de plate-forme. Au Cénomanién inférieur les secteurs de la Bédoule (Pas d'Ouillier, Fontblanche, la Bégude, Cuges-les-Roux) qui constituent un domaine charnière entre la zone nord émergée et le sillon sud provençal sont caractérisés par de nombreux apports détritiques. Au Cénomanién moyen puis supérieur un système de plate-forme carbonatée se développe en direction du nord suite à la transgression de la mer à cette époque.

* Les apports terrigènes du Cénomanién inférieur et de la base du Cénomanién moyen sont caractérisés par la prédominance des smectites (6/10) la kaolinite est également bien représentée (4/10).

* Au Cénomanién moyen et supérieur les apports détritiques diminuent dans un environnement de plate-forme qui s'installe franchement ; dans les sédiments les smectites dominent (8/10) on note également la présence de la kaolinite et parfois d'un peu d'illite. La présence en proportions importantes de kaolinite et des smectites permet de supposer l'existence d'un climat chaud et hydrolysant qui autorise le développement progressif des sols dans un domaine pourvoyeur tectoniquement stable. L'érosion cumulant les apports à la mer, les deux minéraux se retrouvent en aval dans le bassin de sédimentation, la prédominance des smectites n'étant certainement pas indépendante des mécanismes de sédimentation différentielle ni de la géomorphologie peu déclive du continent pourvoyeur. L'origine de l'illite (2/10) des interstratifiés (0,5/10) et de la kaolinite (2/10) du secteur le plus à l'Est (La Bégude) paraît principalement sud orientale puisque ces minéraux augmentent d'importance vers l'Est au dépend des smectites : (très peu d'illite au Pas d'Ouillier et à Cassis, absence de kaolinite à Cassis)

Ce secteur semble donc subir l'influence dominante des apports du domaine du Beausset Est où les smectites régressent au profit de l'illite, -

des interstratifiés et de la kaolinite. De brefs rajeunissements du relief affecteraient donc le secteur le plus oriental du continent pourvoyeur. (voir domaine du Beausset Est).

En résumé :

a) Le secteur de Cassis (domaine de bassin) montre la prédominance presque exclusive des smectites, probablement concentrées par sédimentation différentielle dans le sillon sud provençal à partir d'un substrat nourricier à la topographie peu déclinée.

b) Les domaines charnières (La Bédoule) de ce secteur dans lesquels les smectites dominent également avec la kaolinite sembleraient particulièrement influencés par les apports détritiques orientaux grés-sableux provenant du Beausset Est. On note un enrichissement en kaolinite et illite.

c) Dans l'ensemble les sédiments sont caractérisés par l'abondance des smectites par la présence de la kaolinite et par les faibles proportions d'illite et d'interstratifiés issus de l'érosion directe des roches et des sols peu évolués.

Ces observations traduisent un continent pourvoyeur peu décliné où se développent principalement les sols smectitiques de plaine sous climat hydrolysant chaud et humide et activité tectonique réduite ; une orientation vers la pénéplanation semble se faire à partir du Cénomanién moyen.

A.3. Domaine du Beausset Est : Secteurs de Ste Anne d'Evenos, Cimay Val d'Aren, Revest-Mont-Caumes, Malvallon, Fiéraquet.

Ces secteurs sont caractérisés par des formations sablo-argileuses riches en illite, interstratifiés et kaolinite. Des pourcentages importants de feldspaths potassiques et plagioclases (jusqu'à 30%) traduisent la faible intervention des genèses argileuses dans le milieu de dépôt.

* Pendant le Cénomanién inférieur (Ste Anne, Val d'Aren, le Revest

Les assemblages minéralogiques argileux sont dominés par la kaolinite (6/10) celle-ci est accompagnée d'environ 3/10 d'illite et interstratifiés. L'abondance de la kaolinite indique la présence de versants déclives propices au lessivage des sols constamment arrosés (climat chaud et humide). L'existence aux côtés de la kaolinite de quantités importantes d'illite et d'interstratifiés suggère qu'une partie des bassins versants est trop activement érodée pour permettre aux sols kaoliniques de se développer plus largement ; l'attaque du substrat fournit alors les minéraux primaires.

Une morphologie continentale jeune, déclinée, soumise à la tectonique, caractérise donc ce secteur du continent pourvoyeur qui nourrit principalement les épandages détritiques du Beausset Est (Ste Anne, Val d'Aren, Caumes) et partiellement par contamination certains secteurs du Beausset Ouest.

* Au Cénomanién moyen puis supérieur l'illite (Revest) et les smectites (Cimay) augmentent aux dépens de la kaolinite. Nous devons cependant tenir compte que ce minéral, en partie hérité du fait du remaniement du matériel bauxitique (formation F1 du Revest) diminue en quantité dès la formation sous-jacente F2. La présence des smectites est peut-être à rapporter en partie à l'approfondissement de la mer suite aux phases transgressives du Cénomanién moyen et supérieur (Philip 1970) ; ce minéral serait alors concentré dans ces milieux du "large" par sédimentation différentielle.

La relative abondance de l'illite et la diminution de la kaolinite (Revest) permettent de supposer que les réajustements tectoniques déjà observés au Cénomanién inférieur continuent de réactiver les reliefs.

Les faciès lithologiques de granulométrie très fine ne semblent cependant pas plaider en faveur d'une morphologie déclinée très active. La diminution de la kaolinite venant étayer cette hypothèse, il semblerait que le substrat pourvoyeur subisse à partir du Cénomanién moyen une activité tectonique plus réduite ainsi qu'une pénéplanation progressive des reliefs. Du fait de l'érosion très active depuis le Cénomanién inférieur conduisant à la pénéplanation, ou d'un changement climatique vers l'aridité (Robert 1982), les sols kaoliniques n'ont plus la possibilité de se développer normalement les pédogénèses hydrolyses et lessivages étant considérablement ralenties.

Etant plus active que la pédogenèse, l'érosion entraîne les matériaux détritiques vers les milieux de sédimentation ; le substrat mis à nu fournit alors les minéraux primaires (illite en particulier). N.B. Outre les quantités plus importantes de matériel détritique, on observe régionalement des proportions de kaolinite et d'illite de plus en plus abondantes d'ouest en Est depuis le secteur de Berre, la Nerthe jusqu'au Beausset Est suggérant pendant toute la durée du Cénomanién une activité tectonique accrue dans la partie orientale du substrat pourvoyeur.

* Les assemblages minéralogiques et l'importance des apports détritiques, donc de l'érosion, semblent suggérer au Cénomanién inférieur une

activité tectonique maximale dans le domaine sud oriental du continent pourvoyeur. Ce fait expliquerait en outre que les sédiments détritiques les plus orientaux du Beausset Ouest (La Bégude) présentent les assemblages minéralogiques les plus proches de ceux du Beausset Est (Val d'Ar n, Ste Anne)

A.4. Région nord-provençale : Ste Baume, Bettons, Camps-la-Source

Au Cénomanién supérieur les assemblages minéralogiques des échantillons de ces secteurs font apparaître la prédominance des smectites aluminoferrifères (5/10) avec la kaolinite (4/10) l'illite est rare (1/10). Des conditions pédogénétiques favorables à la formation des smectites et de la kaolinite la rareté de l'illite et des interstratifiés auxquelles viennent s'ajouter des faciès lithologiques de granulométrie assez fine traduisent la faible importance de l'érosion et de l'activité tectonique sur le continent pourvoyeur et sa pénépléation progressive.

Comme nous l'avons déjà remarqué précédemment une morphologie déclive non active tendant vers la pénépléation et des conditions climatiques chaudes avec alternances de périodes sèches et humides, paraissent à l'origine des assemblages argileux et caractérisent cette région nourricière du continent pourvoyeur

A.5. Conclusions partielles.

A.5.1. Les interprétations précédentes permettent de définir au Cénomanién inférieur un domaine pourvoyeur rajeuni par la tectonique et soumis à l'érosion sous un climat fortement hydrolysant. Kaolinite et illite en abondance, smectites et interstratifiés constituent en effet l'essentiel des assemblages minéralogiques argileux. Si l'on compare les résultats de la minéralogie des argiles des différents dépôts étudiés, on voit que la kaolinite et l'illite croissent en quantité depuis les secteurs de Berre et nord provençaux vers les secteurs du Beausset Est. Ces résultats auxquels s'ajoutent l'abondance et la granulométrie relativement grossière des sédiments permettent de localiser les principaux axes des apports détritiques dans les secteurs de Ste Anne-Val d'Aren et du Revest-Caumes (Beausset Est)

Ces observations permettent de penser que la partie sud-orientale du substrat pourvoyeur est la plus concernée par les conditions tectoniques climatiques et morphologiques précitées.

Cette région nourricière participerait donc activement à l'importante manifestation terrigène qui au Cénomanién inférieur participait au comblement de la fosse sud provençale qui s'étendait d'ouest en Est, entre

le domaine nord émergé et le substrat pourvoyeur lui même.

A.5.2. A la fin du Cénomanién inférieur puis au Cénomanién moyen et supérieur dans les autres secteurs (Berre, la Nerthe, Ste Baume, Beausset Ouest et Est) l'abondance des smectites et la présence de la kaolinite, nécessite sur le continent pourvoyeur le développement de sols évolués, développés dans un environnement relativement stable. La faiblesse des apports détritiques, donc de la sédimentation terrigène et de l'érosion, abonde également dans le même sens. Ces assemblages minéralogiques permettent de penser que les morphologies déclives en voies de pénépléation caractérisaient à cette époque l'ensemble du continent pourvoyeur (région centrale en particulier). Des conditions climatiques chaudes avec alternances de périodes sèches et humides, s'ajoutent aux observations précédentes.

Ces conditions s'accordent bien avec la transgression extensive de la mer qui affecte progressivement l'ensemble du domaine d'étude à cette époque suite au comblement de la fosse sud provençale et à la pénépléation et à l'érosion des reliefs bordiers.

B - Turonien.

B.1. Nerthe et Berre.

Les résultats permettent de regrouper d'une part les secteurs Nerthe Sud et Nord Est (Erevine, Puits St Antoine, La Mède C.F.R.) d'autre part ceux de la Nerthe Nord Ouest et Berre Nord (Lavéra, St Chamas)

B.1.1. Nerthe Sud et Nord Est. L'illite, la kaolinite et le groupe smectites-interstratifiés irréguliers présentent des proportions voisines (3/10) dans les sédiments du Puits-St-Antoine et de la Mède-C.F.R. Dans le secteur de l'Erevine, la kaolinite diminue au détriment des smectites. On pourrait attribuer ce fait soit en partie à cause de la morphologie locale peu déclive du domaine pourvoyeur soit à cause de l'orientation du climat vers l'aridité. Il semble que cette deuxième hypothèse soit à retenir car elle s'accorde bien avec la tendance régressive de la mer au Turonien inférieur et moyen. Les assemblages argileux qui caractérisent les sédiments sablo-gréseux des deux secteurs pourraient s'expliquer par l'alternance de réajustements tectoniques relativement stables favorables au développement des smectites et de la kaolinite, ou instables provoquant des remaniements d'illite. Les conditions climatiques requises dans la constitution de tels assemblages sont chaudes à saisons contrastées et tendraient vers l'aridité.

Les associations minéralogiques observées semblent ainsi correspondre à de brefs rajeunissements du continent pourvoyeur qui en modifiant l'équilibre des pentes provoqueraient soit une recrudescence de l'érosion (moins importante que dans le Beausset Est au Cénomanién inférieur) soit un remaniement des sédiments.

Dans l'ensemble les résultats montrent un contexte tectonique moins actif qu'au Cénomanién inférieur et des conditions géomorphologiques peu déclives.

B.1.2. Berre Ouest (Lavéra) et Berre Nord (StChamas)

Les dépôts détritiques sont caractérisés par la prédominance de la kaolinite (6/10) ; Les smectites sont assez abondantes (3 à 4/10) ; L'illite, rare, complète le cortège minéralogique. Les conditions de stabilité tectonique, climatique (chaudes et humides) et géomorphologiques (déclives et de bas-fond mal drainés) caractérisent un tel assemblage.

B.1.2.1. Outre ces conditions, il est intéressant de rappeler que les formations de Lavéra (plus riches en smectites que celles de St Chamas) sont situées en bordure externe de la plate-forme carbonatée en limite de la mer ouverte (Philip 1970). Ces conditions seraient favorables à la sélection des smectites par sédimentation différentielle dans des milieux de décantation du large ; s'ajoutent à ce mécanisme le contexte transgressif généralisé au domaine d'étude pendant ce Turonien supérieur.

B.1.2.2. Les formations de St Chamas, riches en kaolinite (6/10) et smectites sont particulièrement fines (sables argileux) (cf. chapitre granulométrie). Selon Philip (1970), les sédiments se seraient déposés au voisinage du "Bombement Durancien" sur la bordure interne de la plate-forme carbonatée provençale (milieu peu profond, de fond de golfe) très étendue au Turonien supérieur.

Ces conditions géomorphologiques, granulométriques et minéralogiques traduisent un contexte tectonique stable déjà suggéré par l'examen des cortèges argileux (abondance de la kaolinite et des smectites)

B.2. Beausset Ouest : la Bégude, le Soubeyran.

B.2.1. Les dépôts datés du Turonien inférieur et moyen des secteurs du Pas d'Ouillier et de la base du Soubeyran contiennent des assemblages minéralogiques identiques : les smectites alumino-ferrifères (9/10) dominent largement l'illite et la kaolinite.

Après la transgression du Cénomanién moyen et supérieur, la mer se retire, au Turonien inférieur et moyen, dans la "gouttière" provençale (enfouissement par saccades) (Philip 1970). Cette phase de repos est favorable à l'accumulation des smectites par sédimentation différentielle dans des milieux de décantation du large. Ces conditions suggèrent également la présence d'un domaine pourvoyeur animé de conditions tectoniques stables dont la morphologie peu déclive permet le développement des sols smectitiques de plaine.

B.2.2. Au Turonien supérieur d'importants apports terrigènes (Soubeyran, Caumes) participent au comblement du sillon sud provençale. Ce fait suggère une nouvelle phase d'érosion qui fait donc suite à de nouveaux réajustements tectoniques majeurs sur le continent pourvoyeur à cette époque ; les cortèges argileux du Soubeyran montrent en effet la prédominance des smectites et de l'illite. Dans le même secteur on constate également que l'illite devient de plus en plus abondante au fur et à mesure qu'on se rapproche du sommet de l'ensemble détritique ; on note enfin l'absence parfois totale de la kaolinite.

Ces résultats suggèrent l'existence d'un domaine nourricier dont l'activité tectonique irait croissant depuis le Turonien moyen jusqu'au Turonien supérieur.

B.2.3. Au Turonien supérieur et terminal : l'augmentation de l'illite et des interstratifiés au détriment des smectites dans les formations sommitales du Soubeyran confirme l'accentuation de l'activité tectonique du continent pourvoyeur à cette époque par ailleurs attestée par l'intensification de l'érosion et par l'apparition des faciès plus grossiers des grès de Canaille, du Soubeyran et par la présence locale des poudingues de la Ciotat.

Ces observations et résultats confirment l'existence d'un domaine pourvoyeur méridional de morphologie peu déclive affecté, au Turonien supérieur et terminal de mouvements tectoniques et d'une érosion particulièrement active.

B.3. Beausset Est.

Secteur du Revest le Mont Caumes.

a) Au Turonien moyen à supérieur l'ensemble détritique inférieur du Mont Caumes redevient le témoin d'un substrat pourvoyeur animé d'une dynamique active d'érosion et de transport. Les assemblages minéralogiques

sont caractérisés par la prédominance de la kaolinite (5,5/10) L'abondance de l'illite (3,5/10) et les interstratifiés. Cette association se forme sur pentes raides où l'érosion mécanique active entrave l'établissement des sols en équilibre avec le climat. Ce fait est localement attesté par la sédimentation de matériel grossier (sables et grés) dans toute la série détritique et par la présence de poudingues sommitaux. A la fin de cette période la sédimentation kaolinique diminue ; Sur le continent pourvoyeur, les sols à kaolinite déjà érodés au Cénomanién inférieur ne se développeraient plus, en partie à cause des variations climatiques (climat plus aride suite à l'épisode régressif de la mer au Turonien inférieur), d'un environnement géomorphologique de moins en moins déclive à cause de l'érosion active depuis le Cénomanién inférieur (pénéplanation), ou de nouvelles conditions tectoniques empêchant la formation de nouveaux sols évolués.

b) Pendant toute la durée du Turonien supérieur les apports terrigènes du Mont Caumes-Pardiguières sont caractérisés par la prédominance des smectites (7/10) et de l'illite (3/10) au détriment de la kaolinite. Ces résultats sont tout à fait comparables à ceux observés dans le Soubeyran (Beausset Ouest) à la même époque. Il semble que l'illite et les smectites soient remaniées depuis des formations continentales peu déclives soumises à des conditions épéirogéniques instables qui ne permettraient pas le développement ou la mobilisation de la kaolinite. Des conditions eustatiques (épisode transgressif) climatiques (aridité) et géomorphologiques (pénéplanation par l'érosion) pourraient être, à l'origine d'un tel assemblage.

B.4. Région nord-provençale. Allauch, Ste Baume-Daurengue, Mazaugues, Camps-la-Source.

* Dans les sédiments sus-jacents aux bauxites (Allauch, Mazaugues Pélicon les Brignoles) les assemblages minéralogiques sont caractérisés par la prédominance de la kaolinite (5 à 6/10) l'illite et les smectites sont présentes dans les mêmes proportions, les interstratifiés sont plus rares.

Si l'on attribue une partie de la kaolinite aux remaniements successifs des formations bauxitiques sous-jacentes (Chamley et Al 76) Il n'en reste pas moins une association minéralogique complexe comportant en proportions voisines illite, kaolinite et smectites témoignant de l'alternance d'épisodes stables favorables au développement des sols à smectites

et kaolinite et instables provoquant des remaniements d'illite.

* Dans les secteurs de Daurengue et de Bettons, les smectites et la kaolinite sont à peine plus abondantes que l'illite et les interstratifiés. Comme nous l'avons vu précédemment l'origine mixte de ces minéraux traduit des conditions épéirogéniques stables accompagnées de brefs rajournissements tectoniques. Ces conditions permettent le développement épistémique de profils pédologiques à smectites et kaolinite et la reprise de substrat riches en illite (sols réactivés en milieu chaud et humide). Dans l'ensemble il s'agirait de l'érosion équilibrée d'un paysage varié.

Remarques :

1) La kaolinite étant absente, dès le Turonien moyen des sédiments du Beausset Ouest et Est (Soubeyran, Caumes) il est fort probable que les sédiments apportés dans cette région à la même époque, transitaient depuis un domaine pourvoyeur plus oriental que méridional. L'ensemble des méthodes sédimentologiques s'avère nécessaire pour étayer suffisamment les hypothèses de l'origine des apports.

2) signalons à titre de référence que l'étude des paléosols gardois d'âge Ucézien de la région de Serviers, a montré leur grande richesse en kaolinite (paléosols étudiés par Parron 1975). Selon cet auteur, l'origine du matériel ayant contribué à l'évolution d'une telle pédogenèse est à rechercher à l'Est du Massif Central.

B.5. Conclusions partielles.

1) Les sédiments étudiés de l'ensemble du domaine d'étude montrent que seul le secteur de Berre (Lavéra, St Chamas) est alimenté par un cortège détritique provenant d'une région tectoniquement stable du continent pourvoyeur probablement localisé à l'ouest du domaine d'étude. L'association minéralogique kaolino-smectitique traduit l'existence d'une morphologie continentale déclive et pénéplanée sous des conditions climatiques chaudes et humides.

2) Dans les autres secteurs, et ceci durant tout le Turonien la composition minéralogique des sédiments traduit l'existence d'un substrat nourricier soumis à des conditions tectoniques instables et continues.

2a) Un domaine méridional particulièrement actif aurait nourri les sédiments du Beausset ouest et Est au Turonien moyen puis supérieur. La prédominance des smectites et les faibles pourcentages ou l'absence de la kaolinite dans les cortèges argileux peuvent être expliqués outre les conditions géomorphologiques qui sont celles d'un continent en voie de pénéplation par une évolution climatique chaude avec alternance de périodes humides et sèches tendant vers l'aridité. Cette tendance serait consécutive à une phase régressive de la mer (Turonien inférieur). Ces conditions auraient pour conséquence la lenteur des hydrolyses et des lessivages conduisant à la progressive diminution des pédogénèses kaolinisantes.

2b) Les assemblages argileux des sédiments de la Nerthe et de la Ste Baume traduisent un contexte tectonique moins actif : il s'agirait de l'érosion équilibrée d'un paysage varié.

C - Coniacien - Santonien.

C.1. Nerthe : Méjean, Figuières.

C.1.1. Les grès inférieur de Méjean (Santonien inférieur) sont caractérisés par les smectites, l'illite et la kaolinite en proportions sensiblement égales. Un tel type d'assemblage minéralogique déjà caractéristique des échantillons de cette région au Cénomaniens et au Turonien, est significatif de l'érosion équilibrée de paysages relativement stables dans lesquels les profils pédologiques continuent d'évoluer.

C.1.2. Les grès supérieur de Méjean. Les marnes de Figuières, les sédiments de la coupe Vasseur (Santonien supérieur) montrent, l'abondance des smectites (7/10) et de l'illite (3/10)

La forte proportion des smectites témoigne de l'importance et du développement des sols de plaines sur le continent pourvoyeur ; celle de l'illite traduit la reprise des substrats par suite de brefs réajustements tectoniques et de l'évacuation des smectites par l'érosion. L'importance des assemblages argileux précités pourrait s'expliquer également par une rapide réactivation des reliefs ou par des conditions climatiques particulières. (lessivage peu important réalisé sous climat chaud à saisons contrastées où l'aridité reste dominante). Dans ce cas, les processus de dégradation s'orientent davantage vers les smectites qui représentent le stade le plus évolué de la pédogénèse (Milot 1964, Paquet 1969, Chamley et Robert 1980, Robert 1982).

Le comblement du sillon sud provençal au Santonien (Philip 70) pourrait également expliquer l'abondance des smectites déposées par sédimentation différentielle. Cette évolution paléogéographique serait le fait d'une régression générale de la mer au Santonien contemporaine d'un changement climatique qui se serait manifesté par l'augmentation de l'aridité.

Dans l'ensemble des mouvements tectoniques conduisant à de brefs rajeunissements des paysages, paraissent avoir affecté le continent pourvoyeur sous des conditions climatiques chaudes avec alternance de phases humides et sèches tendant vers l'aridité.

C.2. Berre

Dans le secteur de St Chamas les smectites sont plus abondantes que la kaolinite (illite 1/10, smectites 6/10 kaolinite 3/10). La lithologie marno-sableuse, les conditions de dépôt et les cortèges argileux traduisent une érosion équilibrée dans un contexte tectonique stable permettant le développement des profils pédologiques smectitiques et kaolinitiques.

La diminution de la kaolinite dans les sédiments montre que les conditions géomorphologiques et climatiques sont moins favorables à la formation de ce minéral qu'elles ne l'étaient au Turonien.

Le secteur du continent pourvoyeur fournissant les dépôts détritiques de Berre, très stable depuis le Cénomaniens, évolue peut-être vers une pénéplation progressive ; dans ce cas les zones déclives bien drainées des bassins versants seraient plus rares et les sols kaoliniques moins abondants du fait de la déclivité moins accusée du substrat.

Des conditions climatiques dans l'aridité et la diminution des hydrolyses peuvent également être la cause de ce changement minéralogique par suite de lessivages et de processus de dégradation moins évolués.

C.3. Région du Beausset ouest et est. Soubeyran, St Cyr, Ceyreste, Baguier, Fontvive, Moutin, Beausset, Mont Caumes.

Au Coniacien on n'observe pas de phase marine régressive franche dans la région considérée ; cependant la conquête de la mer commencée au Turonien supérieur est terminée.

Au Santonien la mer abandonne définitivement la Provence (régression santonienne). Dans ce milieu, à la suite de réajustements tectoniques importants et de l'érosion accrue d'une partie du continent pourvoyeur les sédiments détritiques grés-sableux se succèdent dans les milieux de dépôt sur de grandes épaisseurs en alternance avec des marnes. Ils constituent les

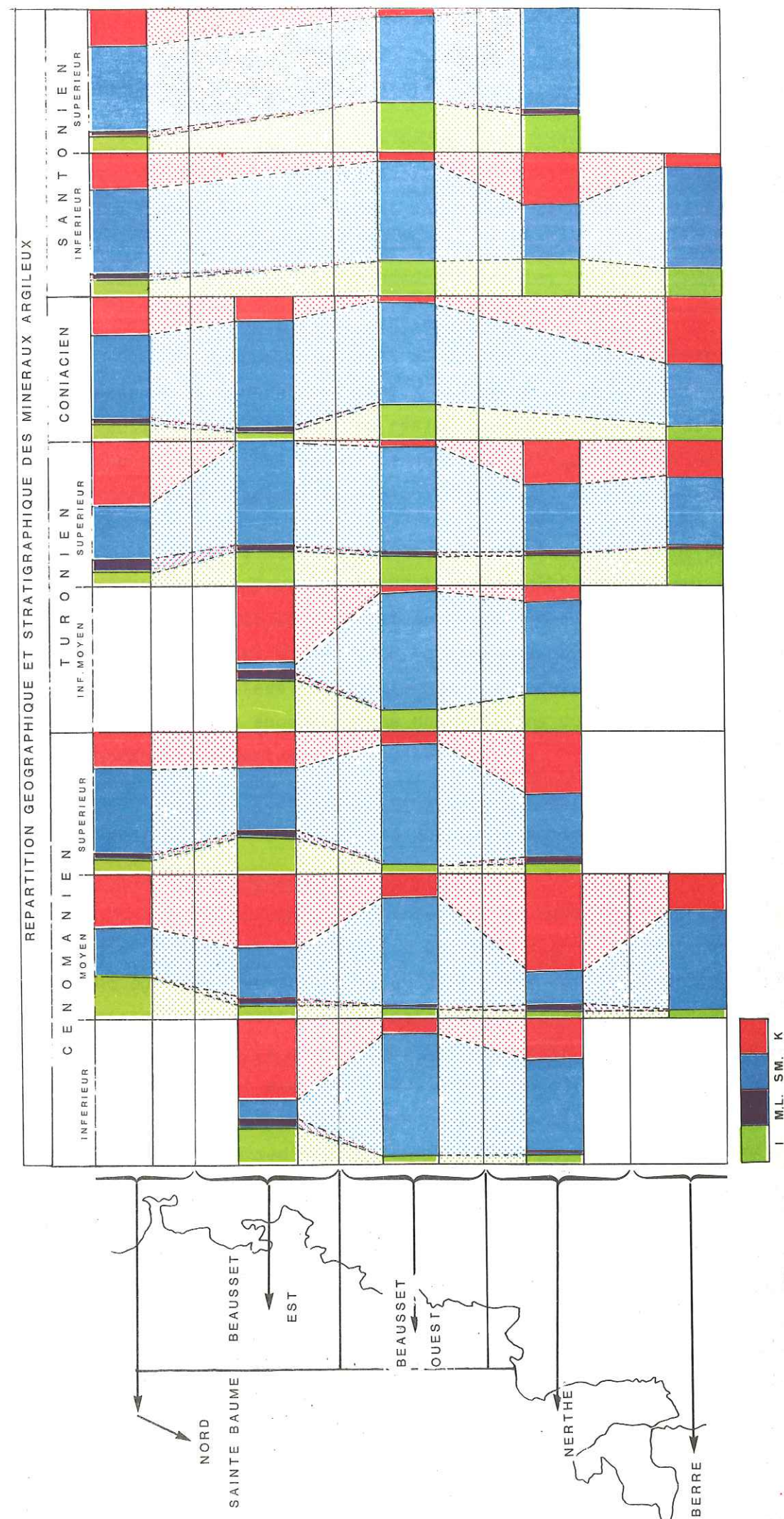
Les formations des grès de Ste Croix, du Baguier, de St Cyr et des marnes de Ceyreste.

Dans tous les secteurs les smectites sont très abondantes (7/10) tandis que l'illite constitue environ 3/10 de la composition argileuse ; la kaolinite et les interstratifiés sont rares ou à l'état de traces. Le milieu "de bassin" dans lequel vont se déposer les sédiments, se généralise à partir du Coniacien dans toute la région du fait de la transgression extensive de la mer et du déplacement vers le nord de l'axe de subsidence sud provençale. Ce milieu particulièrement favorable aux phénomènes de sédimentation différentielle contribuerait à la sélection des smectites dans des faciès de décantation du large. L'abondance relative de l'illite et la rareté voire l'absence de la kaolinite suggèrent qu'une part importante des bassins versants pourvoyeurs est suffisamment érodée pour permettre l'évacuation des smectites et l'attaque du substrat. Cette érosion est si active qu'elle ne permet pas l'établissement et le développement des sols kaoliniques ; la faible déclivité du substrat ainsi que les réajustements tectoniques permanents abondent dans le même sens.

La rareté de la kaolinite et l'abondance des smectites pourraient être rapportées à l'évolution du climat chaud à saisons contrastées vers l'aridité. Dans ces conditions où les hydrolyses sont faibles et les lessivages peu importants, les smectites représentent le stade le plus évolué de la pédogénèse ; ce fait expliquerait donc également leur prédominance dans les profils.

C.4. Région nord-provençale : Mazaugues, Daurengue, Nans les Pins Branguier.

Au Sénonien le secteur situé au Nord du domaine de mer ouverte du Beausset prend place au coeur d'une grande plate-forme carbonatée (milieu interne) sur laquelle les incursions d'apports terrigènes vont se faire (Philip 1970). L'existence de faciès grés-sableux, parfois conglomératiques dans tout le secteur de dépôt montre que l'érosion du substrat pourvoyeur est ininterrompue pendant tout le Sénonien et en particulier au Santonien. Les assemblages minéralogiques argileux sont caractérisés par l'abondance des smectites (5 à 6/10) de la kaolinite (3 à 4/10) et la présence de l'illite 1 à 2/10). L'abondance des smectites et de la kaolinite implique un climat chaud et humide à saisons contrastées dans lequel les processus de dégradation aboutissent aux stades évolués de la pédogénèse. Cette association minéra-



logique à laquelle s'ajoute la présence de l'illite est significative d'un domaine nourricier relativement calme dont la partie orientale animée de faibles réajustements tectoniques serait à l'origine des apports détritiques observés dans la région nord-provençale.

C.5. Conclusions partielles

1) Au Coniacien puis au Santonien, la sédimentation illite-smectites paraît se généraliser depuis les secteurs de la Nerthe jusque dans ceux du Beausset Ouest et Est. Des réajustements tectoniques accompagnés d'une érosion active, ainsi qu'une tendance climatique tendant vers l'aridité paraissent caractériser la région franchement méridionale du substrat pourvoyeur.

2) A la même époque dans les secteurs les plus occidentaux (Berre) et orientaux (Ste Baume-Mazaugues) les assemblages argileux kaolino-smectitiques traduisent sur le substrat pourvoyeur des conditions tectoniques relativement stables et une érosion modérée des paysages sous un climat chaud à saisons contrastées. Il semble que ces domaines nourriciers continuent de présenter à cette époque, comme nous l'avons constaté depuis le Coniacien, une morphologie déclive peu active.

V.5.6. Conclusions générales : Répartition et origine des minéraux argileux ; interprétations morpho-tectoniques du substrat pourvoyeur.

A - Cénomanién.

A.1. Au Cénomanién inférieur le continent pourvoyeur méridional fournit la kaolinite et l'illite en abondance, et serait caractérisé par une morphologie déclive réactivée en permanence par la tectonique. Ce secteur nourricier alimenterait principalement la région du Beausset Est.

A.2. A la même époque les sédiments de la région du Beausset ouest qui sont riches en smectites seraient issus d'un secteur plus occidental du substrat pourvoyeur aux paysages pénéplané relativement stables. A l'Est de cette région, les sédiments s'enrichissent en illite et kaolinite parce qu'ils subiraient l'influence voisine des apports détritiques orientaux riches en ces minéraux.

A.3. Au Cénomanién supérieur d'autres secteurs plus occidentaux et franchement orientaux du continent pourvoyeur paraissent présenter une morphologie déclive non active puisque les assemblages minéraux qu'ils livrent à la sédimentation sont caractérisés par les smectites et la kaolinite

Ces aires nourricières auraient alimenté les régions nord provençale et de la Nerthe (secteur oriental et occidental du domaine d'étude)

A.4. Le substrat pourvoyeur est ainsi affecté dans sa partie centre-orientale par une activité tectonique majeure en particulier au Cénomanién inférieur ; l'érosion active livre alors à la sédimentation des éléments détritiques riches en illite et kaolinite. Cette activité va cependant aller en s'amenuisant jusqu'au Cénomanién supérieur puisque les associations minéralogiques qui caractérisent les sédiments sont de type kaolino-smectitiques. A la même époque, les autres secteurs du massif pourvoyeur seraient relativement calmes puisque les assemblages minéralogiques sont constitués comme les précédents par les smectites et la kaolinite. Au Cénomanién moyen puis supérieur un épisode de stabilité tectonique affecte l'ensemble du domaine pourvoyeur. L'ensemble des régions provençales étudiées reçoivent en effet des sédiments terrigènes riches en smectites et kaolinite.

A.5. Un climat chaud, hydrolysant à saisons contrastées favorable au développement des sols smectitiques et kaoliniques paraît affecter l'ensemble du continent pourvoyeur pendant toute la durée du Cénomanién.

A.6. Au Cénomanién inférieur en particulier une morphologie déclinive paraît caractériser l'ensemble du substrat pourvoyeur.

Au Cénomanién moyen et supérieur les secteurs centraux du domaine nourricier fortement érodés au Cénomanién inférieur tendraient vers la pénéplanation ; les autres secteurs occidentaux et méridionaux de ce domaine présenteraient depuis le Cénomanién inférieur jusqu'au Cénomanién supérieur une morphologie déclinive non active.

B - Turonien.

B.1. Au Turonien moyen puis supérieur le secteur Centre-Est du continent pourvoyeur continue d'être activé par la tectonique.

Au Turonien moyen il fournit à la région du Beausset Est (Revest) des apports détritiques riches en illite et kaolinite (topographie déclinive)

Au Turonien supérieur l'importance de l'illite et des smectites dans les dépôts suggère la continuation d'une activité tectonique notable mais l'impossibilité pour les sols kaoliniques de se développer à la suite de conditions climatiques plus arides ou de conditions géomorphologiques différentes. (pénéplanation des reliefs)

B.2. L'activité tectonique qui caractérise le secteur Centre-Est du continent pourvoyeur pendant tout le Turonien se généralise à l'ensemble de la région centrale au Turonien supérieur. En effet à partir de cette époque dans le Beausset Ouest (Soubeyran en particulier) et dans la Nerthe (Erevine) les apports détritiques s'enrichissent considérablement en illite au dépend de la kaolinite, ceci en particulier, au Turonien Supérieur. (déjà dans la Nerthe au Turonien inférieur et moyen).

La rareté de la kaolinite dans les sédiments suggère des conditions de lessivage et d'hydrolyse défavorables au développement des sols kaoliniques sous l'effet d'un climat chaud moins humide, tendant vers l'aridité ainsi que des conditions géomorphologiques peu déclives par suite de l'érosion permanente des reliefs depuis le Cénomanién.

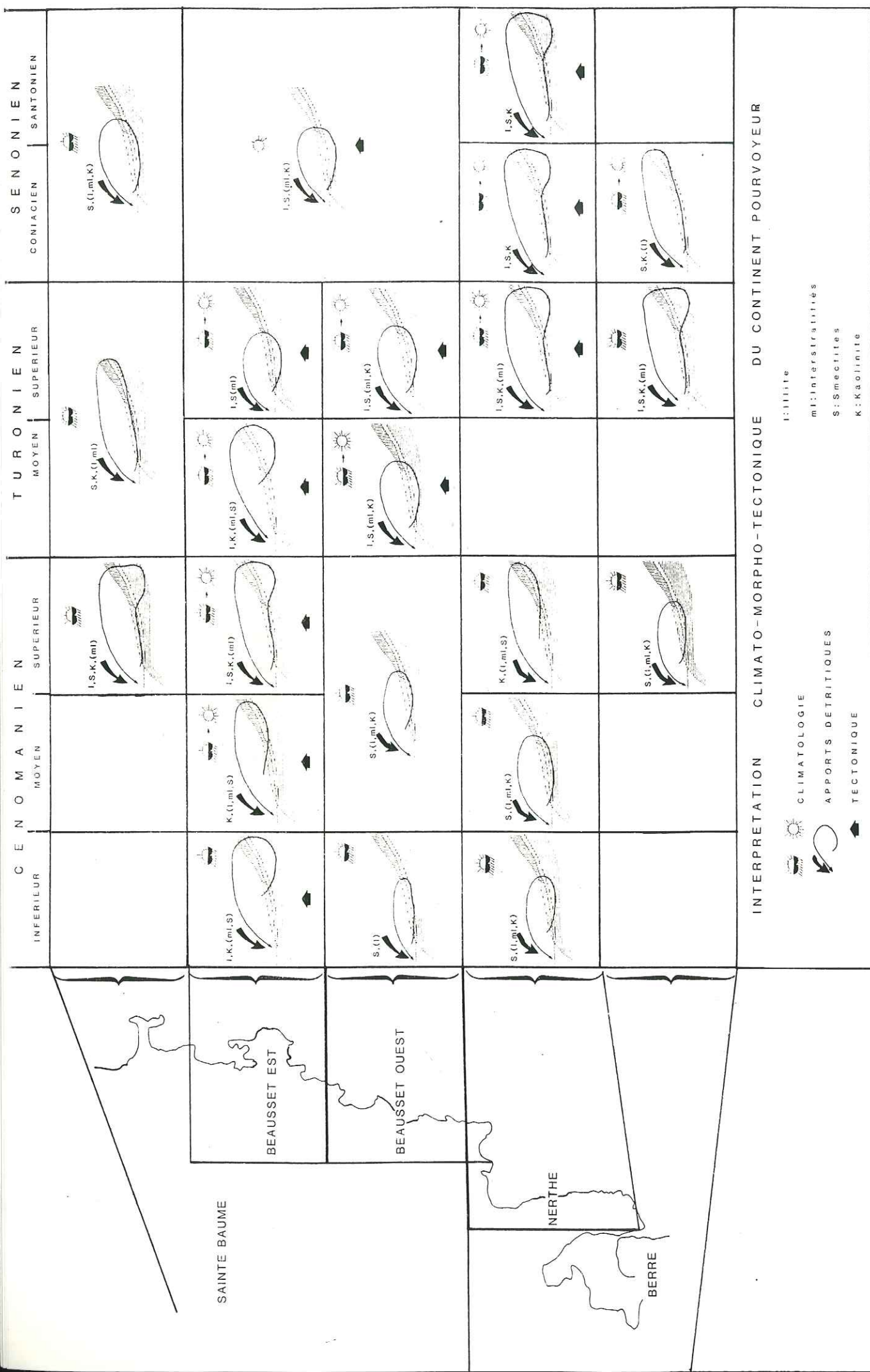
D'une manière générale pendant toute la durée du Turonien, les régions de la Nerthe et du Beausset Ouest et Est, reçoivent des sédiments provenant d'un domaine pourvoyeur méridional (cf. chapitre minéralogie) caractérisé par des conditions structurales instables.

B.3. Les secteurs occidentaux et orientaux du continent pourvoyeur qui alimentent respectivement les régions de Berre et Nord-Provençale sont tectoniquement stables pendant toute la durée du Turonien puisque les smectites et la kaolinite constituent l'essentiel des cortèges argileux. De brefs rajeunissements tectoniques auraient affecté cependant le secteur nourricier sud-oriental puisque l'on note la présence d'un peu d'illite dans les sédiments de la région Nord-Provençale.

C - Sénonien inférieur :

C.1. Pendant le Sénonien les secteurs occidentaux et orientaux du substrat pourvoyeur fournissent des sédiments essentiellement kaolino-smectitiques dans les régions de Berre et de la Ste Baume respectivement situées au Nord Ouest et au Nord Est de la région étudiée. Ces résultats suggèrent dans ces secteurs l'absence d'information tectonique et l'existence d'une morphologie déclinive tendant vers la pénéplanation ; ceci de façon continue depuis le Cénomanién.

C.2. Les sédiments de la Nerthe et du Beausset (Ouest et Est) proviennent des secteurs centraux du continent pourvoyeur méridional dont la morphologie en voie de pénéplanation est affectée de façon continue par des réajustements structuraux modérés depuis le Turonien supérieur et pendant toute la durée du Sénonien. L'érosion continue des sols à smectites et



des roches mères illitiques caractérise en effet ce domaine alluvionnaire, sous un climat chaud à saisons contrastées tendant vers l'aridité.

C.3. Le secteur oriental du substrat pourvoyeur continue de fournir au Sénonien des assemblages minéralogiques kaolino-smectitiques dans la région nord-provençale. Morphologies déclives et stabilité tectonique caractériseraient ce secteur nourricier extrême oriental.

D - Résumé : tableau interprétatif.

D.1. En résumé, il semble que la partie centrale du substrat pourvoyeur méridional, de morphologie déclive, soit affectée de mouvements tectoniques pendant toute la durée du Crétacé supérieur marin. Du Cénomanién au Santonien l'activité tectonique qui affecte ce domaine nourricier se déplacerait d'Est en Ouest ; on assiste en même temps à la pénéplanation généralisée des reliefs.

D.2. Les secteurs franchement occidentaux et orientaux du domaine pourvoyeur caractérisés par une morphologie déclive en voie de pénéplanation ne paraissent pratiquement pas affectés par la tectonique pendant toute la durée du Crétacé supérieur marin.

D.3. Depuis le Cénomanién inférieur jusqu'au Sénonien inférieur un climat de type tropico-équatorial chaud et humide tendant vers l'aridité affecte le continent pourvoyeur ce qui se traduit par une diminution du lessivage et des hydrolyses des profils d'altération.

V.6. MINÉRALOGIE DE LA FRACTION SABLEUSE : INTERPRÉTATIONS.

V.6.1. Définition des cortèges minéralogiques.

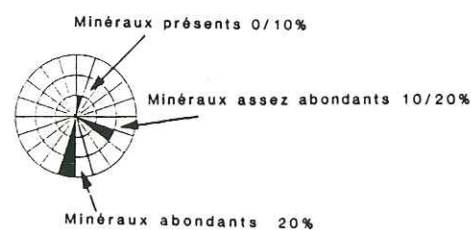
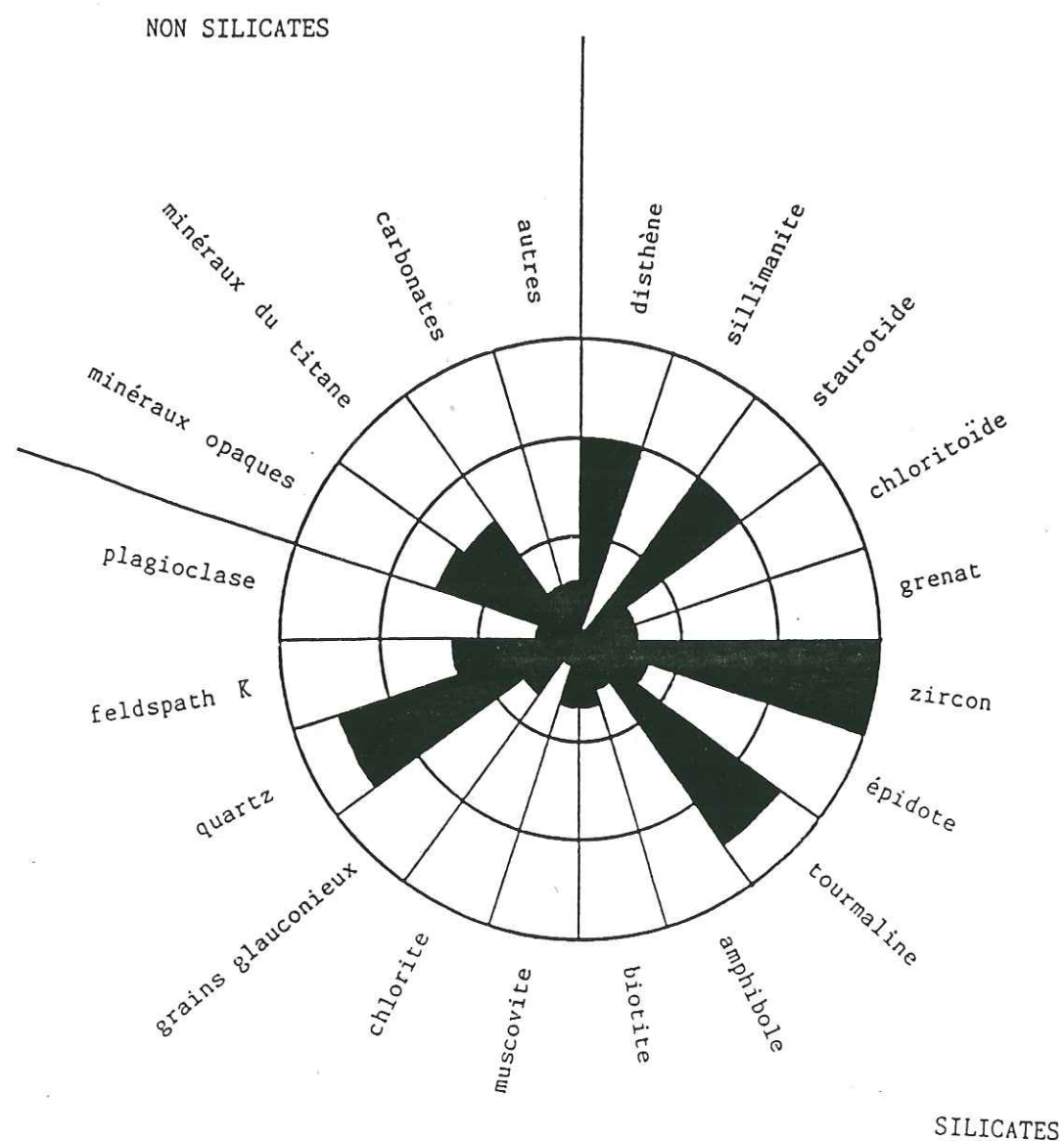
A - Cortège minéralogique lourd.

Les résultats des déterminations et des comptages minéralogiques nous ont permis de rassembler les minéraux lourds en quatre groupes principaux ; ces groupements sont valables régionalement et pour l'échantillonnage considéré.

1. Groupe à chloritoïde : de métamorphisme faible : épizone faciès des schistes verts ; c'est le domaine des schistes sériciteux et chloriteux.

2. Groupe à disthène staurotide : de métamorphisme moyen : mésozone, faciès amphibolite : c'est le domaine des micaschistes et gneiss

MINÉRAUX LOURDS CENOMANIEN



à 2 micas. Dans la mésozone, notamment à la base, peuvent se développer des migmatites et anatexites qui pourront elles-mêmes être caractérisées par la présence de sillimanite, grenat, éventuellement disthène. Les granites nés de l'anatexie crustale sialique sont, selon leur apparence génétique (Pupin 1980) plus ou moins déplacés de leur lieu de formation et intrusifs dans des niveaux structuraux variés.

Régionalement l'encaissant de ces granites correspond le plus souvent à des gneiss migmatitiques. Les minéraux lourds de ces granites peuvent correspondre à des silicates d'alumine (cordiérite, sillimanite, andalousite) et éventuellement à du grenat ou de la tourmaline (généralement brune).

3) Groupe à sillimanite, rutile, grenat (pp) éventuellement disthène (pp).

De métamorphisme fort : catazone ; faciès des granulites et des éclogites ; c'est le domaine des gneiss à sillimanite et biotite.

4) Groupe à épidote et amphibole (hornblende)

Ces minéraux sont principalement représentés dans les roches calco-alcalines et dans les amphibolites.

Dans les lames minces confectionnées pour l'étude des grès, nous avons pu observer certains minéraux, particulièrement les quartz.

B - Parmi les autres minéraux nous avons distingué :

1) Les quartz

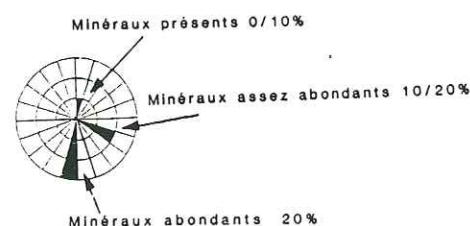
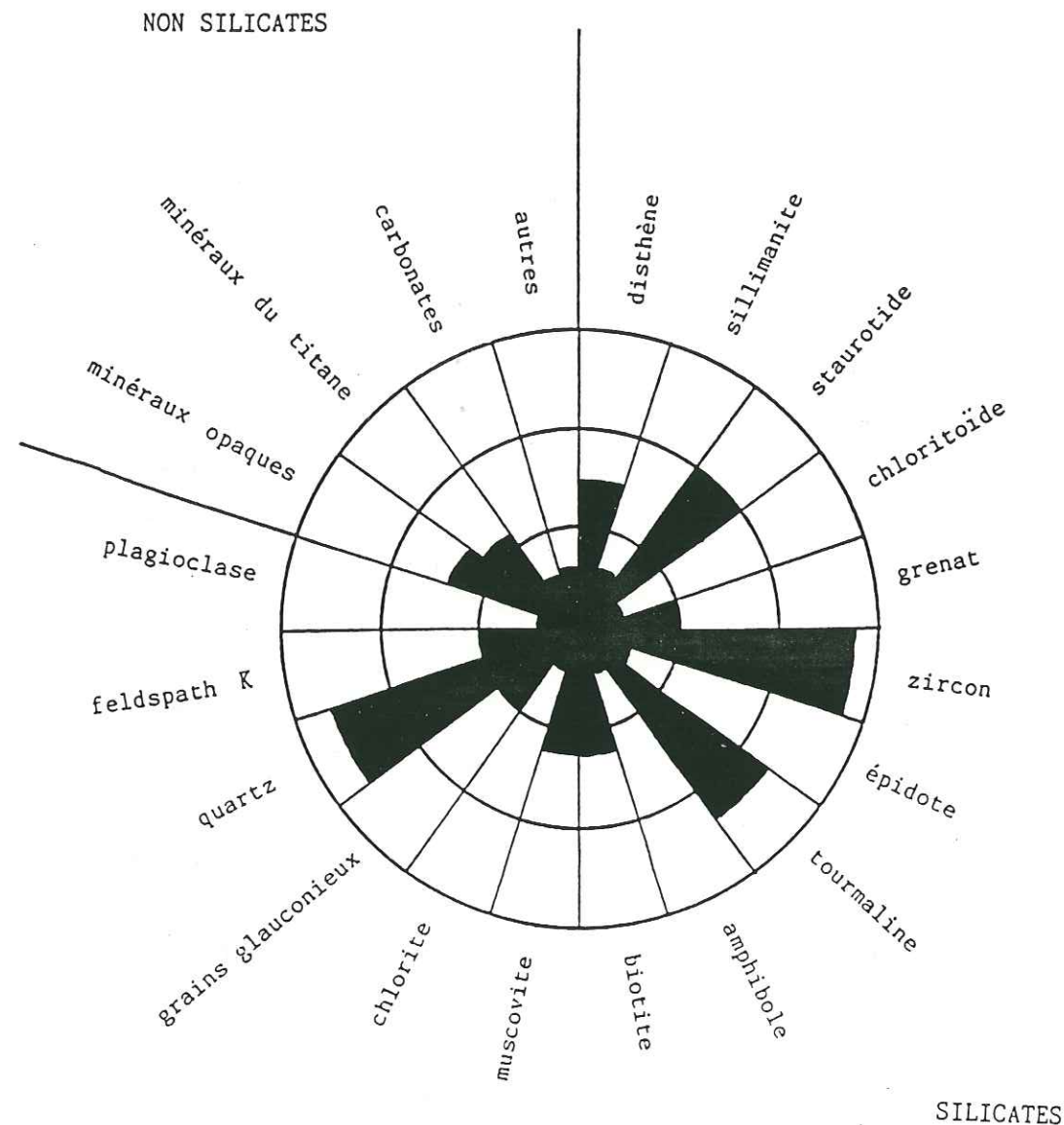
a) Les quartz d'origine rhyolitique gisent sous la forme de cristaux bipyramidés plus ou moins automorphes, ou arrondis présentant de nombreux golfes de corrosion. On rencontre également de nombreux fragments felsitiques significatifs de cette origine.

b) Les quartz d'origine granitique se présentent sous forme de cristaux à extinction normale ou légèrement ondulante, leurs tailles restent assez grossières ; leurs textures sont souvent engrenées ; ils contiennent parfois des cristaux de muscovite.

c) Les quartz filoniens ; ils se présentent sous forme de galets roulés ou de fragments de galets de taille toujours assez grande. Les plages observées sont engrenées, à extinction roulante.

d) Les quartz des roches métamorphiques : ils appartiennent à des quartzites ou à des grès quartzites.

MINÉRAUX LOURDS TURONIEN



On observe des fragments de roches à nombreux cristaux de quartz engrenés, petits, à extinction largement ondulante.

2) Les grands feldspath potassiques ayant probablement une origine granitique ainsi que des plagioclases.

3) La muscovite a été observée soit en cristaux isolés soit en petits cristaux dans du quartz provenant de micro-granites ou de granites ou ayant une origine métamorphique possible.

V.6.2. Interprétations régionales.

A - Cénomanién (gr.P.428).

A.1. Nerthe (Erevine, La Folie) Berre (C.F.R.).

Minéraux lourds : dans l'ensemble les apports détritiques sont caractérisés par des assemblages minéralogiques pratiquement identiques, significatifs d'un substrat métamorphique de type mésozonal.

L'étude des zircons apporte une information supplémentaire ; elle traduit en effet une influence calco-alcaline particulièrement nette dans les secteurs de La Folie et de Berre-la C.F.R.

A.2. Domaine du Beausset Ouest: Cassis, Pas d'Ouillier, Fontblanche Bégude, Cuges.

Minéraux lourds : montrent que se différencie un cortège où dominent les silicates du métamorphisme mésozonal. En proportion moins importante, épidote et chloritoïde font état de l'érosion de certains faciès des schistes verts.

Les zircons souvent très arrondis remaniés, cupulés, sont principalement d'origine calco-alcaline dans le secteur de Cassis, dans les autres secteurs les cristaux calco-alcalins sont plus rares (sous types S18, S19 et S24) tandis que dominent ceux provenant de domaines essentiellement métamorphique.

Dans l'ensemble les formations sont caractérisées par des assemblages minéralogiques provenant d'un substrat mixte à composante métamorphique dominante.

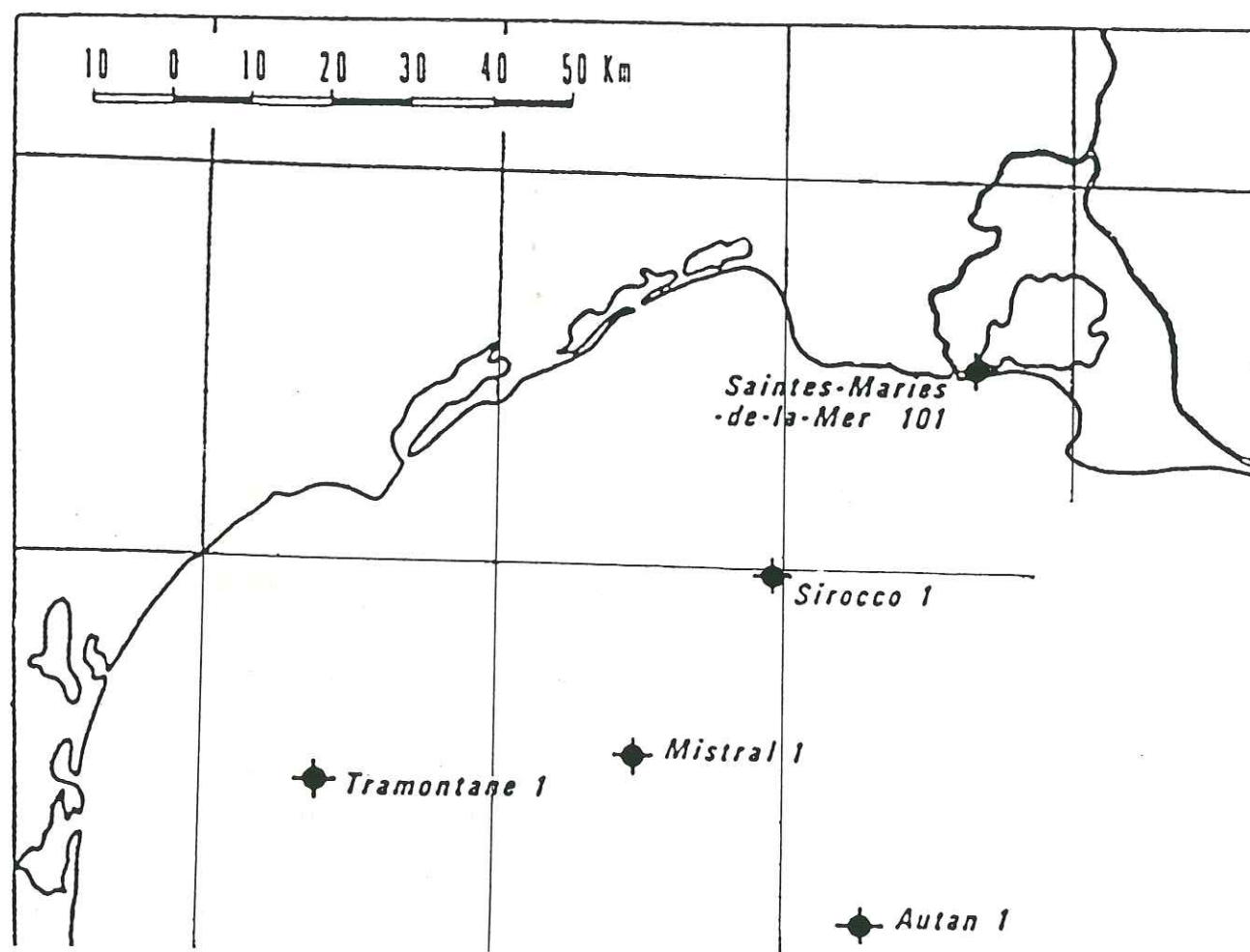
A.3 Domaine du Beausset Est: Ste Anne, Cimay, Val d'Aren, Caumes.

L'assemblage minéralogique lourd paraît originaire d'un substrat métamorphique de type mésozonal bien caractéristique.

Les zircons souvent automorphes traduisent dans tous les secteurs une influence calco-alcaline particulièrement nette.

L'observation microscopique des lames minces de grès montre la présence de nombreux quartz de granites ou de rhyolites et vient également

LES SONDAGES DU GOLFE DU LION C.F.P. 1974



renforcer l'idée d'un nourrissage de type calco-alcalin. Ces résultats montrent que le substrat fournisseur est mixte (calco-alcalin et métamorphique). Le domaine considéré paraît cependant recevoir des sédiments nourris en grande partie par un socle de type calco-alcalin.

A.4. Le domaine nord-provençal : Bettons , Camps la Source.

Minéraux lourds : les minéraux, très résistants caractérisent pour la plupart un domaine métamorphique de type mésozonal.

L'étalement des populations de zircons et l'examen des types observés traduisent un cortège mixte dont l'origine est à rechercher dans un substrat calco-alcalin et métamorphique.

Dans l'ensemble, le Cénomaniens est caractérisé par un cortège de minéraux lourds dont l'origine est à rechercher dans un socle métamorphique de type mésozonal.

L'observation des zircons permet de compléter l'information précédente et de préciser que dans la plupart des secteurs considérés l'influence métamorphique s'accompagne d'apports de type calco-alcalin. Il arrive même que ces derniers soient prépondérants comme c'est le cas dans les secteurs de Berre (Martigues) et du Beausset Ouest (Cassis) et Est (Val d'Aren, Ste-Anne, Caumes).

Pour synthétiser les résultats donnés par les zircons du Cénomaniens nous avons reporté sur un diagramme IA-IT les points moyens qui caractérisent chaque secteur.

L'aire de distribution qui les regroupe a pour limite des valeurs de $I\bar{A}$ comprises entre 400 et 500 et des valeurs de $I\bar{T}$ comprises entre 510 et 620. Ce diagramme montre bien que dans les secteurs de Martigues et de Cassis l'influence calco-alcaline est prépondérante ; les autres secteurs sont nourris par un substrat mixte calco-alcalin et métamorphique.

B - Turonien. (gr.p.430).

B.1. Nerthe (Erevine, Puits-St.Antoine)

Les minéraux lourds sont caractéristiques d'un cortège métamorphique de type mésozonal.

Les zircons souvent arrondis et cupulés, traduisent une origine mixte métamorphique et calco-alcaline (les roches effusives plus abondantes qu'au Cénomaniens s'épancheraient davantage au Turonien moyen à supérieur).

B.2. Berre Sud et Berre Nord : (Lavéra, St Chamas, Martigues C.F.R.)

Les assemblages minéralogiques lourds sont significatifs d'un substrat métamorphique de type mésozonal à catazonal (abondance de la sillimanite)

Les zircons très arrondis ont une origine à rapporter à des roches en majorité calco-alcalines. Cette influence est largement dominante dans le secteur de Martigues.

Dans l'ensemble toute la région de la Nerthe et de Berre est caractérisée par des sédiments provenant d'un substrat mixte métamorphique et calco-alcalin. L'influence calco-alcaline est cependant particulièrement dominante dans les secteurs de Berre (C.F.R., Lavéra, St Chamas) confirmant l'importance des roches effusives dans la constitution des domaines pourvoyeurs.

Les cortèges minéralogiques observés dans les secteurs de Berre nous ont amené à nous préoccuper des résultats fournis par un certain nombre de forages effectués dans le golfe du Lion par la Société Total (p. 432).

Nous nous sommes principalement intéressé aux données concernant la position et la composition minéralogique et pétrographique des matériaux de type socle rencontrés dans ces forages.

a) Ces résultats traduisent l'existence d'un socle métamorphique (schistes) et granitique ; des données complémentaires quant à l'appartenance génétique de ce granite permettraient de compléter les conclusions déduites de l'étude des cortèges de minéraux lourds faites dans la région de Berre.

L'existence d'un matériel calco-alcalin est en effet hypothétique puisque sans échantillon nous n'avons aucune preuve quant à l'appartenance du granite ; cependant l'âge absolu (Hercynien tardif) et la composition minéralogique du granite prélevé dans le forage Sirocco 1 (cf. résultats des forages) iraient plutôt dans le sens d'une appartenance génétique à un ensemble calco-alcalin. Dès lors il apparaît que le socle rencontré en forage dans le golfe du Lion pourrait correspondre au type de socle pourvoyeur recherché puisqu'il possède des caractères et cortèges minéralogiques, identiques à ceux observés dans les sédiments de la région de Berre datés du Turonien. Si l'on tient compte du dépliage de la couverture provençale (cf. chapitre introduction) la région de Berre qui appartient à l'unité de l'Arc, se placerait dans un domaine bien plus méridional qu'elle ne l'est aujourd'hui. De ce fait les apports, qui auraient alimenté ce secteur, seraient

tout à fait compatibles avec un domaine nourricier sud-occidental à occidental qui pourrait être localisé dans le golfe du Lion actuel, le transit des sédiments en provenance de ce domaine nourricier étant favorisé par l'épisode transgressif de la mer qui s'effectue d'ouest en Est au Turonien supérieur.

Etant donné le contexte paléogéographique établi (Philip 1970) qui commande à l'ouverture et à l'expansion de la mer dans un domaine occidental au secteur de Berre-Lavéra, il semble possible d'admettre que le substrat pourvoyeur proposé prenne place au large du golfe de Basse Provence sous la forme d'un archipel permettant à la fois l'expansion de la mer et la distribution du matériel détritique.

b) Ces forages nous renseignent également sur la position et l'épaisseur de la couverture mésozoïque sur le socle, voire même de son existence. En effet : dans 3 forages sur 4, le Miocène inférieur repose directement sur le socle. Dans le forage Autan 1, subsiste une ambiguïté entre l'Oligocène ou le Lias (50m) et l'Oligocène ou le Trias (200 m) ce qui signifie que dans le meilleur des cas, la couverture Jurassique (Lias) Crétacé a une épaisseur de 50 mètres.

Ces données vont donc dans le sens d'une couverture mésozoïque en général inexistante ou localement très réduite ; Reste à savoir si celle-ci ne s'était pas déposée ou si s'étant déposée elle a été enlevée par l'érosion ?

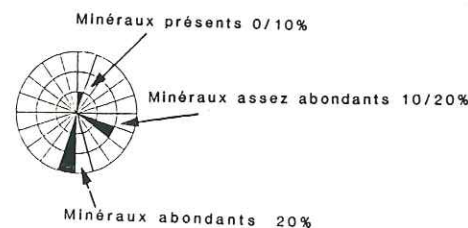
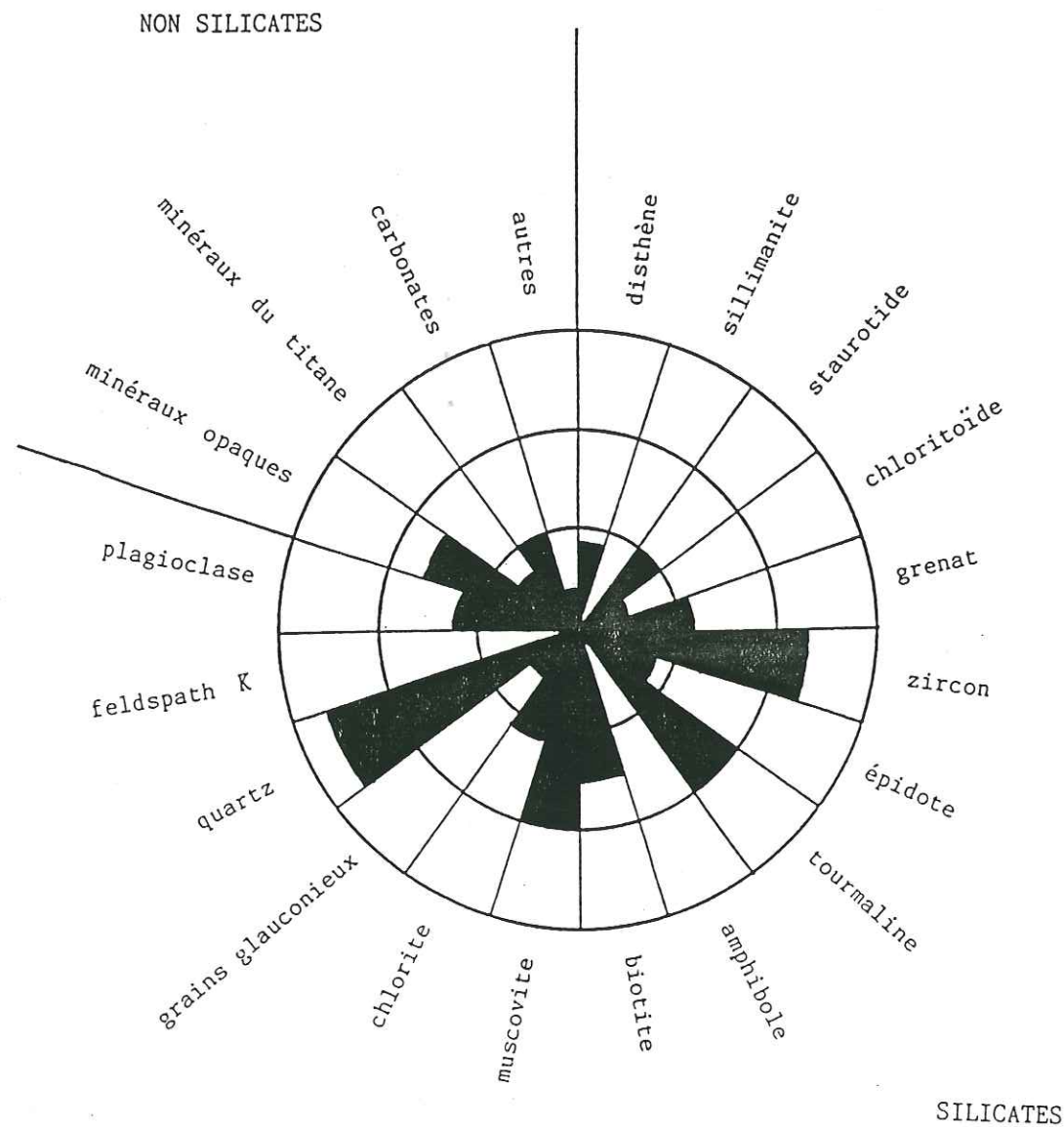
Remarque : Ces résultats peuvent peut-être permettre d'établir un rapprochement entre les apports du Soubeyran et du Mont Caumes relativement pauvres en galets calcaires et l'absence de couverture mésozoïque observée ici ; ils ne nous permettent cependant pas, d'élucider la grande abondance de galets permo-triasiques dans les dépôts du Mont Caumes et du Soubeyran puisque les sondages ne font pas état d'un tégument permo-triasique sur le socle considéré.

N.B. Résultats des forages Total dans le golfe du Lion: résumé.

Autan 1: 3855 m et 3878 m ; âge paléozoïque suggéré par les aspects macroscopiques de la roche. Schistes graphiteux, noirs, pyriteux recoupés de filonnets de quartz.

Mistral 1: Paléozoïque : (Ordovicien 3455,5 m à 3569 m) ; succession bréchique et froissée de schistes charbonneux et de grès un peu argileux, métamorphiques, recoupés de filonnets de quartz. Âge hercynien (Rubidium stontium

MINÉRAUX LOURDS SENONIEN



305 + 2 MA) pour le métamorphisme principal avec une phase de rajeunissement au Jurassique supérieur.

Tramontane 1: Paléozoïque : 3447 m à 3482 m ; l'aspect des microfaciès évoque ceux du Dévonien de la Montagne Noire et en aucune façon ceux du Trias ou du Jurassique des Pyrénées orientales. Schistes graphiteux silicifiés plus ou moins carbonatés recoupés de filonnets de quartz ; la datation absolue (Potassium Argon) indique un âge triasique (211 + 15 MA)

Sirocco 1: Substratum 1277 m à 1396 m ; granite légèrement rosé à orthose, microcline, plagioclases, muscovite et chlorite ; la datation absolue (Rubidium Strontium) donne un âge hercynien tardif (280 MA)

B.3. Beausset-Ouest : Soubeyran.

L'assemblage minéralogique lourd paraît principalement originaire d'une formation métamorphique mésozonale. Les zircons souvent arrondis et cupulés traduisent la prédominance d'un socle principalement calco-alcalin mais on remarque également la présence de cristaux d'origine métamorphique.

Un substrat mixte à dominante calco-alcaline paraît donc nourrir les sédiments du Beausset-Ouest attestant ainsi l'augmentation d'un cortège pétrographique et minéralogique effusif depuis le Cénomani.

B.4. Beausset-Est : Revest, Mont Caumes.

Les cortèges minéralogiques et l'étude des zircons traduisent un substrat fournisseur mixte métamorphique et calco-alcalin. Cependant comme dans le Beausset-Ouest l'influence calco-alcaline paraît dominer.

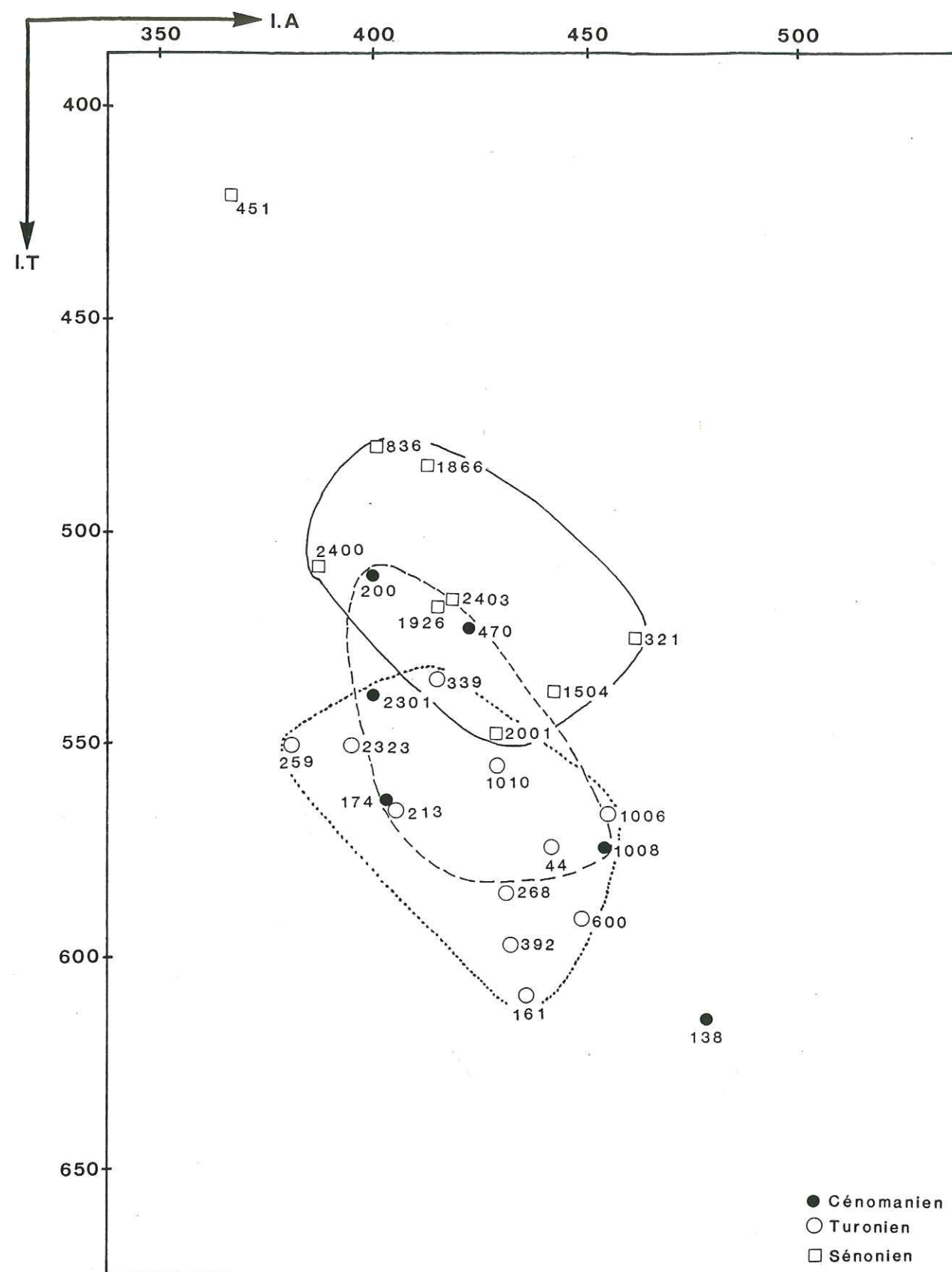
B.5. Nord-provençal : secteur d'Allauch.

Il s'agit d'un cortège mixte d'origine métamorphique mésozonal et calco-alcalin dans lequel la dernière influence paraît dominante.

Dans l'ensemble les dépôts du Turonien sont caractérisés comme ceux du Cénomani par un cortège de minéraux lourds dont l'origine est à rechercher dans un socle à métamorphisme moyen. Les sédiments de la région de Berre, riches en sillimanite, paraissent provenir d'une zone affectée par un métamorphisme plus fort.

L'étude des zircons apporte un sérieux complément d'information ; celle-ci permet en effet d'évaluer l'importance des influences calco-alcalines également mises en évidence par l'étude des diagrammes IA-IT. Nous avons regroupé les points moyens relatifs à chaque coupe dans un diagramme global

REPARTITION DES ECHANTILLONS ETUDIES DU CRETACE SUPERIEUR
MARIN DE BASSE PROVENCE DANS LE DIAGRAMME (I.A, I.T.)
SUIVANT LA STRATIGRAPHIE



de ce type. Celui-ci montre que l'aire de distribution qui regroupe les différents secteurs varie pour des valeurs de $\bar{I}\bar{A}$ comprises entre 380 et 460 et des valeurs de $\bar{I}\bar{T}$ comprises entre 520 et 610. Pendant le Turonien cette distribution montre la prédominance calco-alcaline dans les sédiments de la région de Berre.

Une tendance mixte métamorphique et calco-alcaline est mise en évidence dans les autres régions avec cependant une influence calco-alcaline nette.

Ces résultats sont très proches de ceux fournis par les échantillons de Cénomaniens ; sur le diagramme I.A. I.T les aires de répartition définies par les nuages de points sont pratiquement superposées.

Les observations précédentes permettent de penser que pendant le Cénomaniens et le Turonien les massifs nourriciers ont fourni un matériel détritique métamorphique mésozonal et calco-alcalin pratiquement identique.

C - Coniacien-Santonien (gr.p.436).

C.1. Nerthe : Grès de Méjean, marnes de Figuières.

L'assemblage minéralogique lourd montre qu'il s'agit d'un cortège issu d'un socle métamorphique mésozonal.

Quelques quartz observés en lame mince et de nombreux zircons attestent une origine mixte calco-alcaline et métamorphique avec cependant prédominance des cristaux métamorphiques. Dans l'ensemble la tendance métamorphique est prépondérante.

C.2. Beausset Ouest et Est.

Les formations de Ceyreste, Baguier, St Cyr, Le Camp-Le Beausset, Grand Vallat présentent des cortèges minéralogiques identiques.

Les minéraux lourds sont significatifs d'apport provenant d'un socle à métamorphisme moyen de type mésozonal.

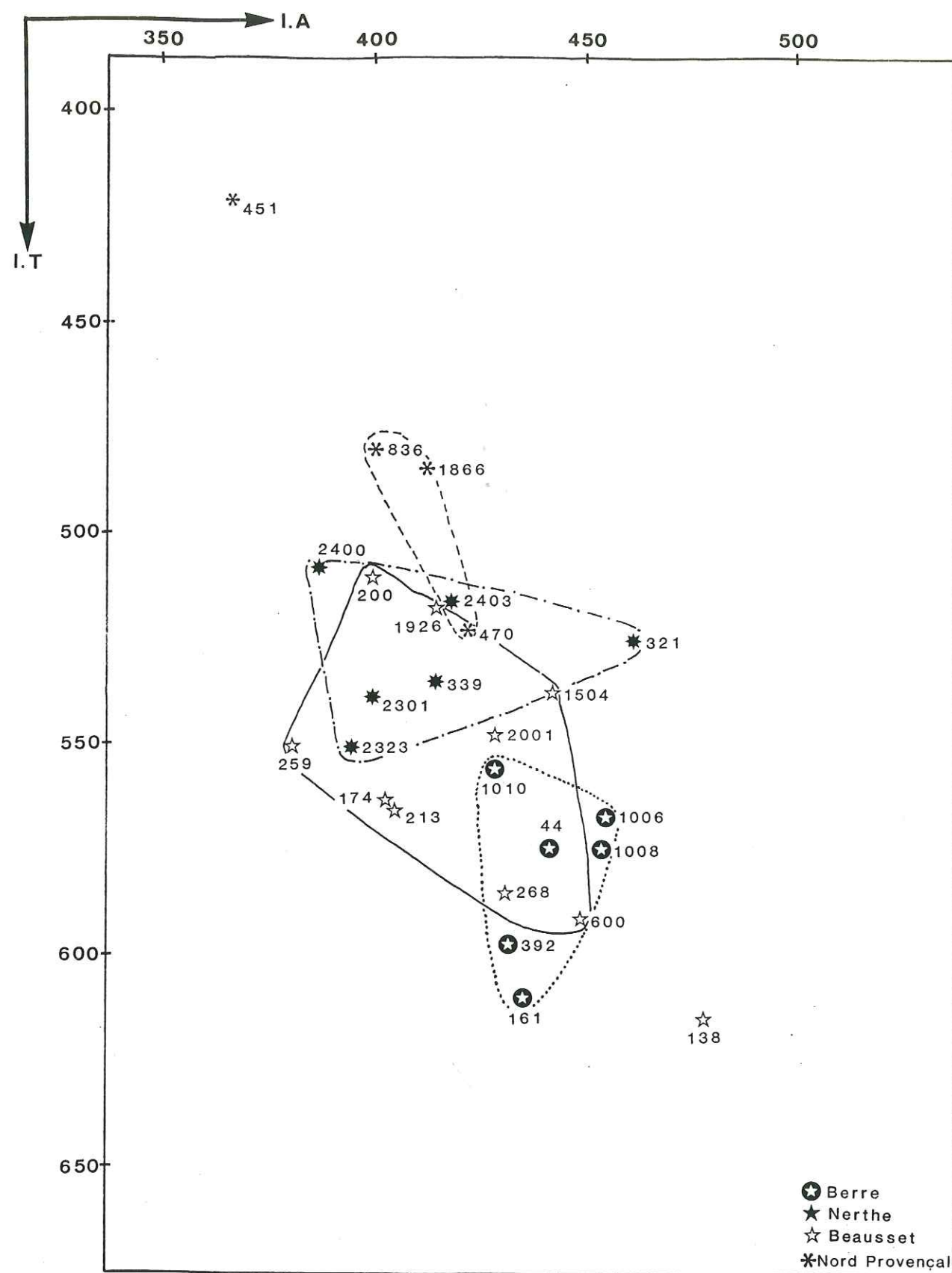
L'origine des zircons est à dominante calco-alcaline mais l'on observe des cristaux issus d'un socle métamorphique assez évolué.

Dans l'ensemble les résultats traduisent un cortège mixte métamorphique et calco-alcalin dans lequel l'influence calco-alcaline est bien marquée.

C.3. Région Nord-provençale : Daurengue, Branguier, Nans, Mazaugues, Le Val, Camps.

Les minéraux lourds des sédiments de cette région et les populations de zircons ont révélé une origine à rapporter en majorité à un socle

REPARTITION DES ECHANTILLONS ETUDIES DU CRETACE SUPERIEUR
MARIN DE BASSE PROVENCE DANS LE DIAGRAMME (I.A, I.T)
SUIVANT LES SECTEURS D'ETUDE



métamorphique anatectique ou migmatique complété par des coulées rhyolitiques calco-alcalines et alcalines.

Pour synthétiser les résultats fournis par les zircons nous avons reporté sur un diagramme IA.IT les points moyens relatifs à chaque secteur.

L'aire de distribution est ainsi caractérisée pour des valeurs de $\bar{I}\bar{A}$ relativement étalées : de 365 à 465 ; pour des valeurs de $\bar{I}\bar{T}$ également réparties : de 420 à 570

Cette distribution montre bien l'origine métamorphique dominante des zircons de Méjean-la Nerthe et de la région nord-provençale (Ste Baume principalement) et la tendance calco-alcaline qui caractérise les cristaux des secteurs du Beausset.

V.6.3. Interprétation d'ensemble.

A - Etude des diagrammes IA.IT en fonction de la stratigraphie.

Si l'on regroupe sur un même graphique (p.438) les points moyens de coordonnées $\bar{I}\bar{A}$, $\bar{I}\bar{T}$ appartenant à chaque époque géologique, on obtient des "nuages" ; ceux qui rassemblent les échantillons du Cénomaniens et du Turonien se superposent dans un secteur significatif d'une tendance calco-alcaline ; le "nuage" groupant les échantillons du Sénonien s'oriente vers un pôle plus métamorphique.

Si l'on fait la moyenne des \bar{T} on s'aperçoit que :

- au Cénomaniens l'influence est franchement calco-alcaline ($\bar{T}=541$) (les zircons du Val d'Aren sont particulièrement caractéristiques de laves)
- au Turonien cette influence se confirme ($\bar{T} = 566$) surtout dans le secteur de Berre
- au Sénonien l'influence s'élargit vers le pôle migmatitique ($\bar{T} = 532$) ; où celle-ci est encore mieux marquée au Santonien ($\bar{T} = 500$)

Peut-être faut-il voir dans cet état de faits l'érosion massive de laves ou de granites ou diorites calco-alcalins au Cénomaniens et au Turonien ; celle-ci serait suivie par l'érosion du substrat ou de l'encaissant à dominante métamorphique au Sénonien.

B - Etude des diagrammes IA.IT en fonction des régions étudiées.

Si les diagrammes IA.IT regroupant chaque époque géologique ont révélé la présence de zircons d'origine différente il est apparu interres-

sant de relier les points moyens de coordonnées $\bar{I\bar{A}}.\bar{I\bar{T}}$ en fonction de leur appartenance régionale. (gr.p.440)

Dans ce cas on voit bien que la région de Berre comporte les échantillons les plus riches en zircons de type calco-alcalin (au Cénomanién et surtout au Turonien) tandis que la région Nord Provençale regroupe les secteurs les plus riches en zircons de type métamorphique (au Coniacien et au Santonien).

La Nerthe et Le Beausset montrent une influence mixte à tendance métamorphique et calco-alcaline (Nerthe, Beausset Est, mixte mais un peu plus métamorphique) (Beausset ouest : mixte un peu plus calco-alcalin)

Le domaine pourvoyeur fournit donc un assemblage minéralogique à dominante calco-alcaline dans la partie occidentale de la région étudiée (au Cénomanién et au Turonien en particulier) à dominante métamorphique dans sa partie nord-orientale, au Coniacien et au Santonien.

Remarques : * Les résultats traduisent bien l'importance du complément d'information fourni par l'étude des zircons aux déterminations des minéraux lourds. Dans le cas de micaschistes par exemple où l'on observe peu de zircons et de nombreux minéraux lourds l'étude des zircons va être très utile pour la détermination du cortège calco-alcalin qui aurait pu passer inaperçu. Dans le cas des rhyolites calco-alcalines où les zircons sont très abondants et les minéraux lourds rares les deux méthodes sont également complémentaires.

* Comme nous l'avons déjà dit antérieurement, l'étude pour être complète doit porter sur l'observation macroscopique et microscopique de chaque échantillon.

C - Résultats fournis par la minéralogie et l'étude des zircons.

Les résultats apportés par les 2 méthodes nous ont permis de préciser la constitution pétrographique du continent pourvoyeur. Les sédiments proviennent vraisemblablement d'un type de socle cristallophyllien (migmatites, schistes cristallins, micaschistes à minéraux, gneiss à sillimanite) roches migmatiques (granites d'anatexie) et granites calco-alcalins associés à des rhyolites calco-alcalines et alcalines. Dans l'ensemble nous pensons que ces ignimbrites, émises par de fissures et propagées sous forme de nuées ardentes auraient formé de grands plateaux tabulaires s'étendant sur de grandes surfaces. Nous devons enfin insister plus particulièrement sur le fait qu'on ne retrouve dans les assemblages minéralogiques étudiés aucun élément

provenant des rhyolites alcalines anorogéniques permienes de l'Estérel dont les populations de zircons très caractéristiques ont été étudiées en détail par Pupin (1979)

Le continent pourvoyeur de constitution pétrographique mixte (cristallophyllien et calco-alcalin) serait donc à dominante calco-alcaline dans sa partie occidentale. Ces laves auraient été érodées préférentiellement, depuis le Cénomanién inférieur jusqu'au Turonien.

L'âge de ce socle ainsi défini serait à rapporter à l'Hercynien ou à l'Antéhercynien (cf. forages "Total").

D - Origine des sédiments ; cortèges minéralogiques et pétrographiques des massifs avoisinants ; localisation du domaine pourvoyeur.

Afin de bien localiser et de préciser l'origine des sédiments et la position du continent pourvoyeur il nous est apparu intéressant de prendre en compte les compositions minéralogiques et pétrographiques des massifs cristallins et métamorphiques avoisinants.

Pour cela nous avons choisi une légende à partir de laquelle nous avons composé la tendance pétrographique générale des massifs concernés ; nous pouvons ainsi comparer chacune d'elles aux sédiments détritiques rencontrés.

LEGENDE	* Roches métamorphiques anatectiques	7 ○ : Migmatites, Anatexites
		6 ● : granites d'anatexie
	* Roches calco-alcalines	5 ☒ : granites et rhyolites calco-alcalins nés de magmas riches en H ₂ O (I \bar{T} faible)
		4 ☐ : granites et rhyolites calco-alcalins nés de magmas pauvres en H ₂ O (I \bar{T} fort)
	* Roches alcalines	3 ☆ : granites et rhyolites alcalins nés de magmas riches en H ₂ O 2 ★ : granites et rhyolites alcalins nés de magmas pauvres en H ₂ O
	* Tendance peu significative 1 ()	

Le cortège défini dans la région étudiée est ainsi représenté par la légende suivante : ○ ● ☒

- Domaine cristallophyllien migmatitique, granite d'anatexie : ○ ●

- Domaine calco-alcalin : granite, rhyolite : ☒

1) Maures-Tanneron ○ ● (☒)

Socle essentiellement métamorphique partiellement migmatitique.

Rappelons à ce propos l'intensité croissante d'ouest en est du métamorphisme avec très peu de roches calco-alcalines ; en effet de tels éléments ont été reconnus dans de rares filons micro-grenus et granitiques des Maures (Cap Camarat) : ceux ci, trop peu abondants, n'ont pas pu participer à

L'élaboration des sédiments riches en éléments de ce type que nous rencontrons dans les assemblages minéralogiques étudiés. Rappelons encore le rôle de la couverture qui devait s'étendre assez largement sur l'emplacement actuel du massif des Maures qui a donc dû rester enfoui pendant une grande partie du Mésozoïque. (cf. chapitre introduction)

2) Permien provençal.

a) Estérel. ★ ○ ●

Caractérisé par des roches volcaniques acides de type rhyolites vitreuses ou plus ou moins porphyriques, ou pyromérides-tufs, dont les zircons bien typés sont caractéristiques d'un magmatisme alcalin associé à un domaine de rift.

Il n'existe pas dans l'Estérel de rhyolite calco-alcaline sauf sous forme de rares galets dans les niveaux sédimentaires du Permien supérieur actuellement à l'affleurement sur la plage du Dramont. Ces galets proviennent du démantèlement de formations calco-alcalines hercyniennes méridionales d'un socle actuellement effondré en Méditerranée (Pupin 1976).

b) Dépression permienne.

Le Permien est représenté par des formations sédimentaires dans lesquelles sont interstratifiés :

- dans la région de Toulon-Brégaillon, des niveaux de tufs (★) et de conglomérats (galets de rhyolites calco-alcalines ■)
- dans la région de Vidauban (Moyen Var) des niveaux de rhyolites alcalines (★) de type Estérel.

* Dans le secteur de Toulon-Bregailon, les éléments calco-alcalin sont représentés par des galets rhyolitiques envoyés dans un sédiment permien décrit par Santarelli (1966). Pour expliquer leur origine, l'auteur conclut au Permien à une activité calco-alcaline dans la région toulonnaise; des centres volcaniques auraient émis des ignimbrites retrouvées sous forme de galets. Ces conglomérats auraient été transportés du Sud vers le Nord par un réseau hydrodynamique fonctionnant en sens inverse du réseau actuel.

* Pupin et Pincemin (1977) confirment l'importance des galets calco-alcalins (rhyolites ou rhyodacites). Ceux-ci sont contenus dans des grès composés d'éléments de diverses origines : métamorphiques, calco-alcalin (notamment granite d'anatexie). Des éléments volcano-sédimentaires :

mélange ci-dessus auxquels s'ajoutent des zircons typiques de rhyolites alcalines anorogéniques (c'est à dire du "type Estérel") sont interstratifiés dans ces grès.

Selon ces auteurs l'origine des sédiments de la région toulonnaise serait à rapporter au démantèlement de la chaîne hercynienne (zone métamorphique, granites d'anatexie, roches calco-alcalines) synchrone d'un magmatisme alcalin anorogénique (tufs avec zircons alcalins).

Deux galets de rhyolites calco-alcalines, prélevés par Pupin provenant du Permien de la région toulonnaise ont donné les populations de zircons suivantes : (fig. 232, 233) Brégaillon (étude sur 60 cristaux dont 59 déterminés) ; le point moyen qui caractérise la population étudiée a pour coordonnées (I.A. I.T.) = (468, 537). Carqueiranne (étude sur 15 zircons dont 11 déterminés) ; le point moyen a pour coordonnées (I.A. I.T.) (455, 600). (graphe p.446).

Les comptages confirment l'origine calco-alcaline des rhyolites ; les zircons ne sont pas très abondants (l'échantillon de Brégaillon était un gros galet) ce qui explique l'absence de zircons dans les petits fragments traités.

Remarques : on ne peut évoquer le Permien sans poser le problème des reprises sédimentaires. Ce que l'on peut dire c'est que :

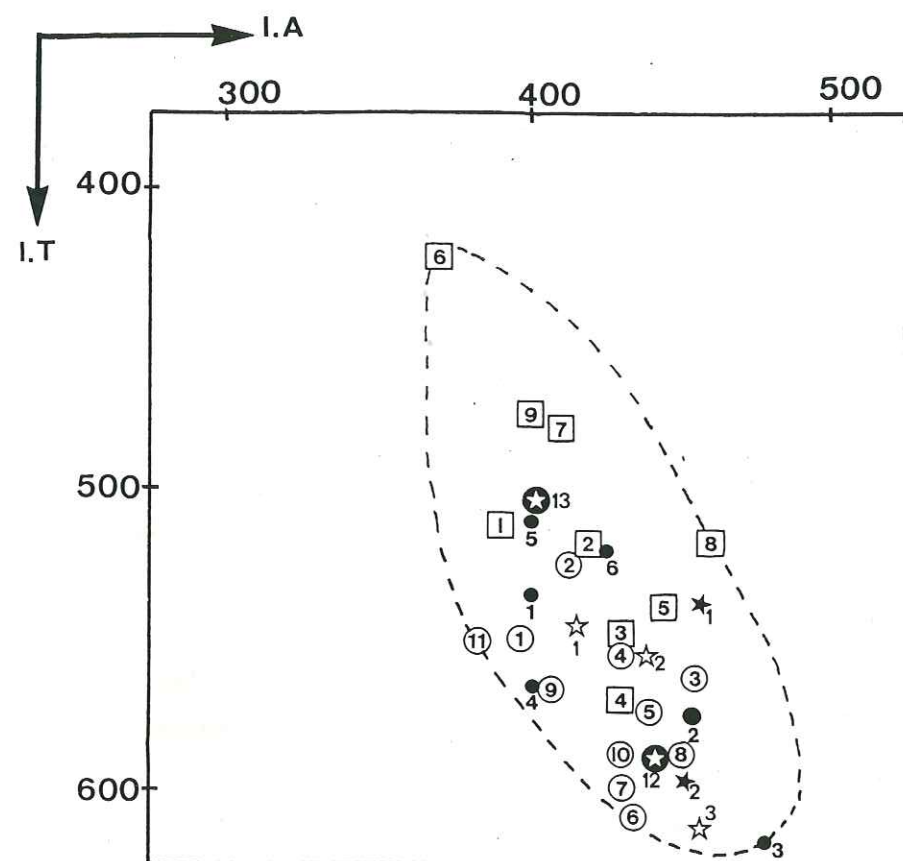
1) une reprise sédimentaire use généralement un peu plus les cristaux ; lorsque ceux-ci sont beaux, non cupulés, automorphes, comme c'est le cas dans la plupart des échantillons étudiés, pourquoi ne pas envisager une venue directe du socle ?

2) par ailleurs, la présence de quartz automorphes, de feldspaths et de minéraux lourds pas très résistants dans l'échantillonnage analysé, traduit la faible maturité du cortège minéralogique qui paraît ainsi appartenir à un premier cycle sédimentaire.

3) Le Permien représentant le tégument du socle, il est normal que des éléments qui en proviennent soient éventuellement mêlés à ceux du socle.

4) Le Permien de Fabrègas-St Mandrier, renferme quelques zircons de rhyolites alcalines, de même que celui de Vidauban, celui de l'Estérel et de fait celui de Corse-Sardaigne lui-même caractérisé par ce type de rhyolite. Il semble donc plus logique, puisque l'on ne rencontre pas, ou très exceptionnellement, ces traceurs "rhyolites alcalines" dans l'échantillonnage effectué, d'envisager plutôt qu'une reprise sédimentaire du Permien, l'existence d'un substrat pourvoyeur situé dans une marge entre Marseille-Toulon et la Sardaigne sud, dans lequel les émissions alcalines ont dû être rares ou absentes.

REPARTITION DES ECHANTILLONS ETUDIES DU CRETACE SUPERIEUR MARIN DE BASSE PROVENCE DANS LE DIAGRAMME (I.A, I.T)



● CENOMANIEN

- 1 Erevine
- 2 Martigues C.F.R.
- 3 Cassis
- 4 Val D'Aren
- 5 Caumes le Revest
- 6 Ste Baume Bettons

○ TURONIEN

- 1 Erevine
- 2 Puits St. Antoine
- 3 Martigues D 5
- 4 Martigues C.F.R.
- 5 Martigues C.F.R.
- 6 St. Chamas
- 7 Lavéra
- 8 Soubeyran
- 9 Mont Caumes
- 10 Mont Caumes
- 11 Mont Caumes

□ SENONIEN

- 1 Nerthe Mejean
- 2 Figuières
- 3 Baguier
- 4 Le Camp
- 5 Grand Vallat
- 6 Daurengue
- 7 Camps Présidente
- 8 Le Val
- 9 Mazaugues

★ COMPARAISON

- 1 Brégaillon
- 2 Carqueiranne
- ★
- échantillons
- Vocontiens
- 1, 2, 3
- ★
- Gard

12 13

3) Argentéra, Mercantour. ○ ● ☒

- Socle migmatitique dominant avec le granite calco-alcalin de l'Argentéra. (un peu plus de calco-alcalin que dans les Maures)

- Les zircons de l'Argentéra ne sont pas de même type que ceux entrant dans la composition des sédiments étudiés.

- La distance entre l'Argentéra et le domaine d'étude paraît trop importante pour pouvoir envisager d'éventuels apports de ce substrat très oriental. Les sédiments les plus riches en éléments calco-alcalins se situent d'ailleurs en limite occidentale du domaine d'étude, et il semble très peu probable que les apports provenant de l'Argentéra aient contribué à leur alimentation.

Signalons encore que le massif de l'Argentéra-Mercantour n'a pas fourni de matériel dans les Grès d'Annot pourtant situés à sa périphérie Nord-Ouest : série ouest-Argentéra (Jean 1985) et Sud-Est : Grès de Peira-Cava (Kuenen et al 1957). Touré (1981) a également démontré que les blocs de granite dépassant le m3 rencontrés dans l'Oligocène du synclinal de Saint Antonin ne provenaient pas du granite de l'Argentéra. On admet d'ailleurs actuellement que le soulèvement de ce massif n'est intervenu qu'à la fin du Miocène ; le socle Argentéra-Mercantour étant sous couverture depuis le Mésozoïque (Gèze 1960, 1963, 1972) n'a donc pu participer à l'élaboration des apports détritiques d'âge Crétacé supérieur.

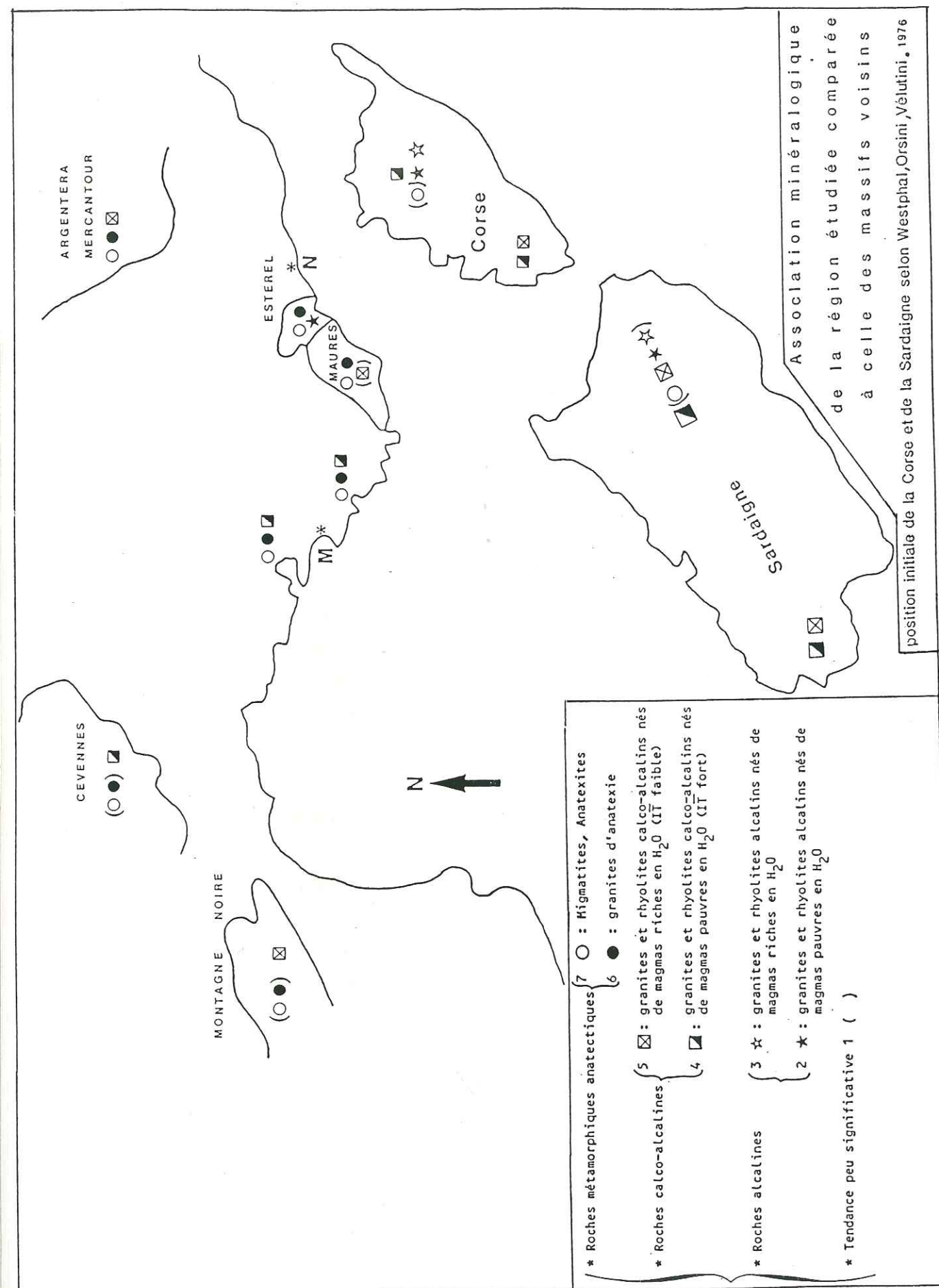
4 Ensemble Cévenol (○ ● ☒)

- Mont Lozère, Aigoual (granites calco-alcalins)

- Cévennes (schistes)

Domaine migmatitique : assez peu représenté dans l'ensemble.

Domaine calco-alcalin : bien représenté : rhyolites probables démantelées, actuellement microgranites, granites du Mont Lozère et de l'Aigoual St Guiral-Liron. Il s'agit donc d'un ensemble dont les caractéristiques pétrographiques sont très proches de celles observées dans les sédiments détritiques étudiés. Cependant la conservation actuelle de lambeaux de couverture jurassique sur les hautes Cévennes (Aigoual, Lozère, région du Chassezac) après les mouvements et les phases d'érosion du Tertiaire, nous indique la présence d'une couverture continue au moins au Sud d'une ligne Marvejols-Valence au Crétacé Supérieur. Il semble donc peu probable que du socle ait été mis à nu même dans des vallées profondes au sud de cette ligne il aurait fallu des mouvements verticaux importants et inconnus au Crétacé



supérieur pour que des rivières parviennent par épigénie à éroder le socle et à plus forte raison assez profondément pour fournir la quantité de matériaux qui constitue l'ensemble détritique provençal d'âge Crétacé supérieur. Par ailleurs les analyses relatives à notre échantillonnage nous ont montré que les zircons sont de moins en moins frais de l'Est vers l'Ouest de la région étudiée 41% d'indéterminés dans la région nord-provençale, 73% dans celle de Berre. Les résultats nous ont également montré que les échantillons gardois (Serviers) et vocontiens (de Montélimar à Sisteron) possèdent également de nombreux zircons peu déterminables (76 à 91% d'indéterminés) qui semblent donc sans rapport avec ceux de Provence. Cette particularité est bien mise en évidence si l'on reporte dans un diagramme I.Ā. I.T. les points moyens des populations de zircons ; on remarque ainsi la forte dispersion des zircons de Serviers par rapport à ceux de Berre (p.446).

On constate enfin la faible dispersion des points moyens des populations de zircons de la région de Berre par rapport aux autres régions du domaine d'étude ; ce résultat ne semble donc pas en faveur des domaines pourvoyeurs fondamentalement différents.

La présence de l'Andalousite en abondance dans les échantillons de Serviers traduit également une origine différente entre ces apports et ceux du Crétacé supérieur notamment si l'on se réfère à la relative fragilité du minéral. Ce fait auquel s'ajoute la grande taille du cristal font qu'on ne retrouve l'Andalousite que dans des stations relativement proches de leur lieu d'origine.

4') Sud du Velay.

Quant aux régions situées au Nord (Sud du Velay) elles ne comportent plus que de façon très exceptionnelle des roches magmatiques calco-alcalines. (Pupin 1985) ; de ce fait elles ne peuvent donc correspondre au cortège minéralogique recherché.

L'ensemble de ces résultats et observations montre bien que l'origine des matériaux du Crétacé supérieur de Provence occidentale ne peut donc être recherchée dans les Cévennes ou le Massif Central.

5) Montagne Noire. (○ ●) ☒

- socle migmatitique

- calco-alcalin assez bien représenté avec des granites issus de magmas riches en eau.

6) Corse.

- domaine migmatitique peu développé (○)
- rares affleurements de roches métamorphiques
- Les 2 cycles calco-alcalins et alcalins sont largement représentés.

* Calco-alcalin : { NW de la Corse ■ : rhyolites calco-alcalines du Cinto, Granites
SW de la Corse : granites, tonalites

* Alcalin { ★ : rhyolites alcalines (Scandola, Cinto, Sénino au NE) microgranites, granites
☆ : granites

7) Sardaigne.

7.1) Le nord de l'île ■ (○ ⊗ ★ ☆) est la continuité du cortège observé en Corse, le cycle calco-alcalin étant cependant le mieux représenté (granite essentiellement : Hermitte 1975).

7.2) Le Sud-Ouest de l'île ■ ⊗ (cycle calco-alcalin essentiellement) est constitué par une série paléozoïque qui est généralement très peu métamorphisée. Des granitoïdes hercyniens intrusifs y développent un métamorphisme de contact parfois important (auréoles susceptibles de fournir des minéraux lourds tels que l'andalousite par exemple).

E - Nous pouvons reporter sur une carte paléogéographique les associations minéralogiques des massifs voisins que nous venons de définir.

Les zones actuelles de socle sont indiquées sur la carte sans préjuger de leur affleurement subaérien au Crétacé supérieur (peu probable comme nous l'avons vu pour les Cévennes méridionales, l'ensemble Maures-Estérel et le Mercantour) ; nous avons replacé la Corse et la Sardaigne dans leur situation avant la rotation tertiaire (C. Coulon et al 1977).

Le contexte paléogéographique ainsi défini montre : (carte p.448) :

1) à l'Ouest : la Montagne Noire : elle n'est pas susceptible de fournir l'association minéralogique et pétrographique rencontrée dans le domaine d'étude.

2) Les schistes et granites rencontrés en forage dans le golfe du Lion correspondraient assez bien au type de socle recherché et constitueraient peut être un ensemble pouvant donner en partie au moins les sédiments les plus occidentaux du domaine d'étude qui nous l'avons vu sont les plus riches en éléments calco-alcalins (région de Berre en particulier).

3) Au nord-ouest, l'ensemble Cévenol de composition minéralogique identique aux échantillons étudiés ne paraît cependant pas susceptible d'avoir participé à l'élaboration des dépôts pour les raisons évoquées précédemment.

4) Au Nord : une paléostructure émergée constitue une véritable barrière entre la Provence et les secteurs septentrionaux.

5) Au nord-est L'Argentera-Mercantour : eu égard de la distance et de la position géographique qu'il occupe par rapport au domaine d'étude et de la couverture qui le recouvrait jusqu'à la fin du Miocène ne paraît pas avoir contribué au nourrissage des sédiments étudiés.

6) A l'Est Les Maures et le Tanneron : composés essentiellement de migmatites et granites d'anatexie (calco-alcalin très peu abondant) n'assurent pas la composition minéralogique complète des échantillons étudiés.

7) Estérel-région toulonnaise : l'absence de rhyolites calco-alcalines dans l'Estérel et la rareté des zircons alcalins dans les sédiments étudiés nous oblige à rejeter une participation quelconque de l'Estérel dans l'élaboration des dépôts étudiés. Par contre les galets de la région toulonnaise provenant de formations calco-alcalines hercyniennes effondrées en Méditerranée correspondraient mieux au cortège sédimentaire étudié.

8) Au sud-sud-est : le bloc corso-sarde caractérisé par une association essentiellement calco-alcaline et alcaline et de rares affleurements de roches métamorphiques n'assure pas non plus la composition globale du complexe minéralogique.

9) Conclusions :

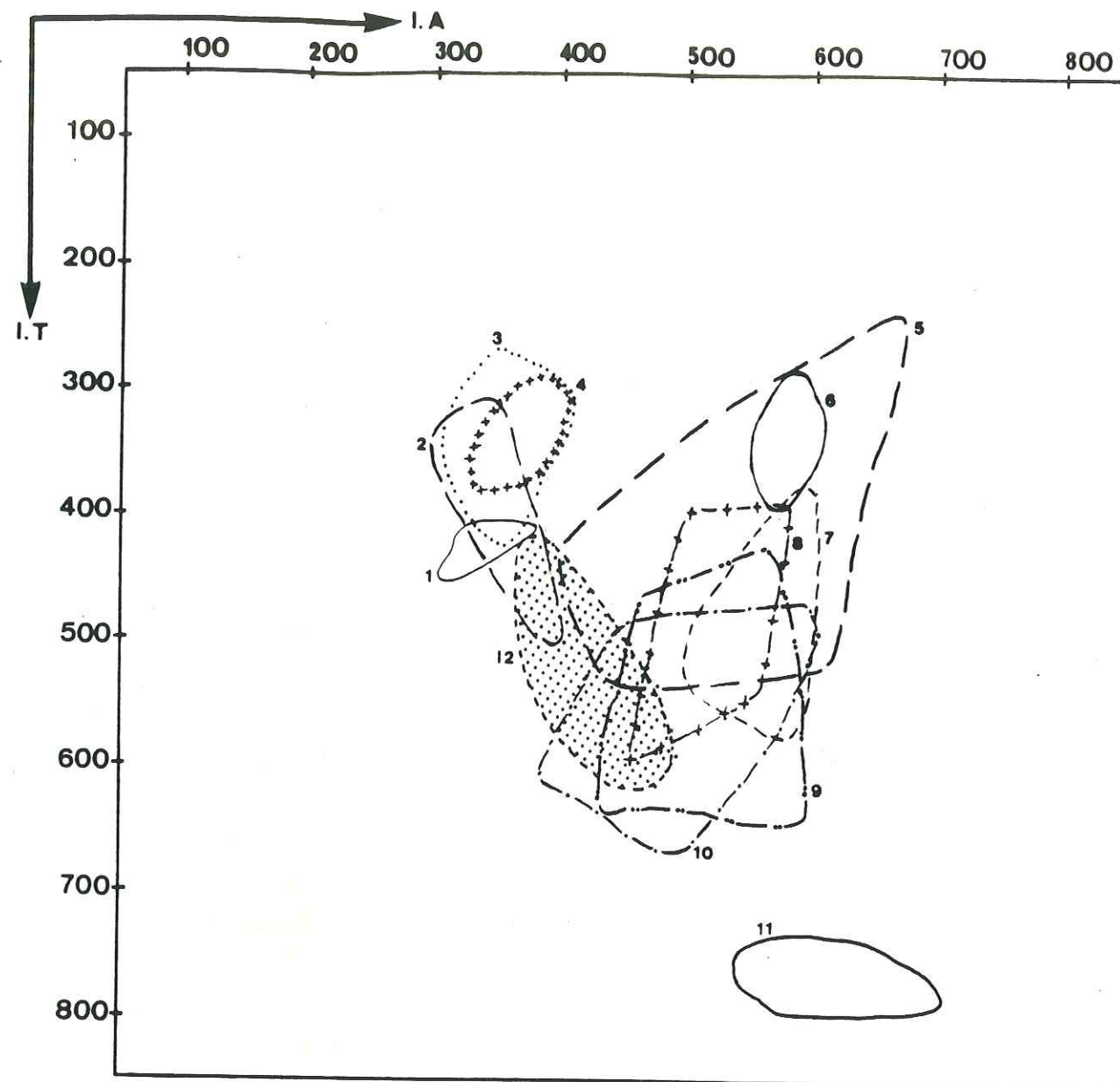
* Nous retiendrons de cette étude qu'il n'y a pas ou très peu de zircons calco-alcalins dans les formations qui constituent le socle provençal visible actuellement à l'affleurement ; le bloc Corso-sarde à l'inverse en contenant beaucoup.

* Par contre le type de socle métamorphique fournissant une partie des minéraux des sédiments étudiés correspondrait tout à fait au "type Maures".

F - Etude des diagrammes (I.A. I.T.) en fonction des principales formations voisines. Position du Continent pourvoyeur (graphe p.452).

Nous avons reporté sur un diagramme (IA. IT) la distribution typologique moyenne des populations de zircons de principales formations des

REPARTITION DES ECHANTILLONS ETUDIES DU CRETACE SUPERIEUR
MARIN DE BASSE PROVENCE COMPAREE A CELLE DES PRINCIPALES
ROCHES PLUTONIQUES ET MIGMATITIQUES VOISINES DANS LE
DIAGRAMME (I.A, I.T.)



- 1 Gneiss de Bormes
- 2 Migmatites des Maures
- 3 Tous faciès : Plan de la Tour et Rouet
- 4 Microgranites, granites, Plan de la Tour
- 5 Granites du Sud-Ouest de la Corse
- 6 Granites de l'Argentera
- 7 Granites de St. Antonin
- 8 Granites Nord-Sardaigne
- 9 Rhyolites calco-alcalines et Ignimbrites du Monte Cinto
- 10 Granites du Nord- de la Corse
- 11 Rhyolites alcalines de l'Estérel et Rhyolites alcalines de la Corse
- 12 Echantillons étudiés du Crétacé supérieur marin de Basse-Provence

Maures, Tanneron, Argentera et du bloc Corso-sarde.

Nous avons distingué :

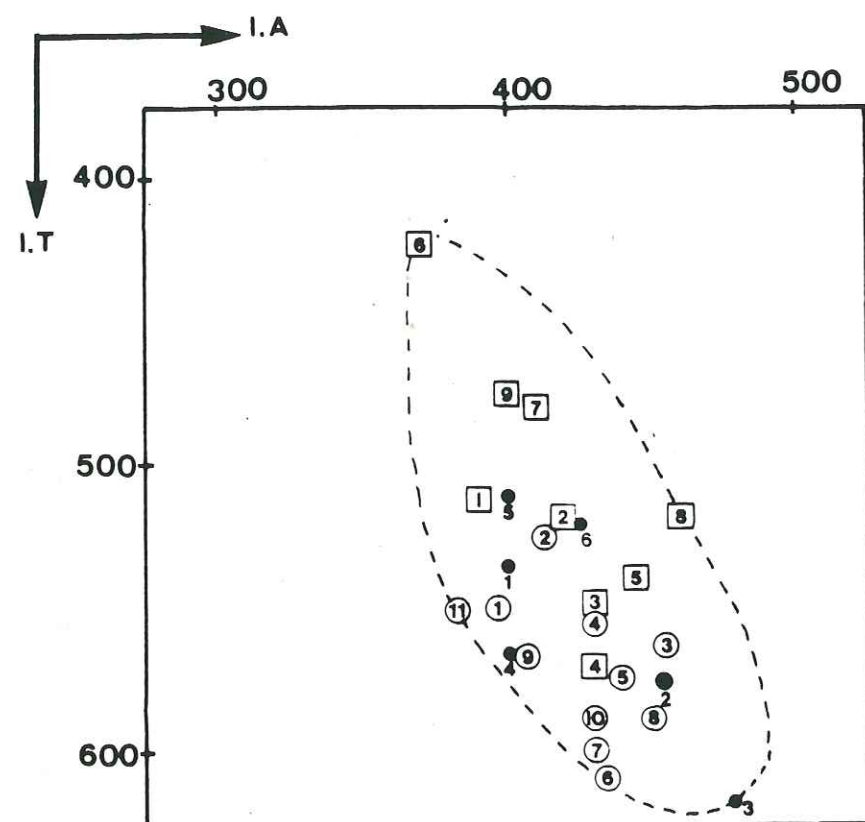
- les granites du Sud-Ouest de la Corse
- les granites du Nord-Ouest de la Corse
- les rhyolites calco-alcalines et les ignimbrites du Cinto
- les granites calco-alcalins de Sardaigne nord
- les granites de l'Argentera
- les blocs granitiques de St Antonin
- les granites et microgranites du Plan de Tour (Maures) et les microgranites du Rouet (Tanneron)
- l'ensemble des migmatites des Maures
- les gneiss oeillés de Bormes (Maures)
- les rhyolites alcalines de l'Estérel et de Corse.

Si l'on reporte sur le même diagramme la distribution typologique moyenne correspondant aux principaux secteurs étudiés on constate que ce nuage s'articule bien entre un mélange migmatitique de type Maures et une partie calco-alcaline basse (granite et rhyolites) la mieux représentée dans le secteur Nord- Ouest de la Corse (graphe p. 452).

Dans l'ensemble les résultats montrent que ces massifs n'assurent pas individuellement la composition minéralogique et pétrographique globale des sédiments du domaine d'étude. Les caractéristiques des assemblages lourds se situent en fait dans une composante qui associe les caractères Maures d'une part et Corso-sarde d'autre part. D'où la considération d'une zone charnière entre ces 2 ensembles comme susceptible de fournir un tel cortège.

Il semble que nous puissions dès lors envisager l'éventualité d'un substrat pourvoyeur de composition complexe. Il s'agit probablement d'intrusions calco-alcalines (granites, diorites) ou de leurs équivalents effusifs notamment rhyolites calco-alcalines (en émissions fissurales ou

REPARTITION DES ECHANTILLONS ETUDIES DU CRETACE SUPERIEUR
MARIN DE BASSE PROVENCE DANS LE DIAGRAMME (I.A, I.T)



● CENOMANIEN

- 1 Erevine
- 2 Martigues C.F.R.
- 3 Cassis
- 4 Val D'Aren
- 5 Caumes le Revest
- 6 Ste Baume Bettons

○ TURONIEN

- 1 Erevine
- 2 Puits St. Antoine
- 3 Martigues D 5
- 4 Martigues C.F.R.
- 5 Martigues C.F.R.
- 6 St. Chamas
- 7 Lavéra
- 8 Soubeyran
- 9 Mont Caumes
- 10 Mont Caumes
- 11 Mont Caumes

□ SENONIEN




- 1 Nerthe Mejean
- 2 Figuières
- 3 Baguier
- 4 Le Camp
- 5 Grand Vallat
- 6 Daurengue
- 7 Camps Présidente
- 8 Le Val
- 9 Mazaugues

tabulaire : "flots" d'ignimbrites) dans ou sur un socle métamorphique composé de micaschistes à minéraux (disthène staurotide , éventuellement grenat, tourmaline) associés à des gneiss plus ou moins migmatitiques ; localement s'ajouteraient des roches peu transformées (phyllades, phtanites quartzites). Toutes ces données rendent compte globalement des résultats obtenus par les études minéralogiques et pétrographiques.

Un tel socle pouvait se situer dans un domaine intermédiaire entre les Maures et le bloc Corso-sarde replacé dans son contexte originel- probablement au sud et au sud-est de la région toulonnaise actuelle et jusqu'à l'ouest de cet ensemble dans le golfe du Lion. Nous proposons l'appellation de Socle Sud Provençal pour qualifier un tel domaine.

VI - CONCLUSIONS

I - LEGENDE DES CARTES PALEOGEOGRAPHIQUES

- * Nature du substrat pourvoyeur:
C.A.: calco-alcalin; METAM.: métamorphique
 - *  -  ou  conditions climatiques
 - * C.T. = conditions tectoniques
 - * SM... = cortège minéralogique argileux
 - * Q... = exoscopie des quartz
 - * { C. paraboliques (PARAB)
C. complexes (Complex)
C. Linéaires (LIN)
C. Hyperbolique (HYPER)
C. Sigmoide (SIG) } courbes granulométriques
 - * CaCO3 = pourcentages Carbonates de calcium
- définition du milieu d'origine
- définition du milieu de dépôt

II - REMARQUES.

1) N'étant pas en mesure de positionner avec exactitude le domaine pourvoyeur, les "caissons" ne représentent donc pas sous quelque forme que ce soit, ni la position ni l'étendue du dit domaine.

2) Les flèches donnent une idée de la direction générale et du sens des apports mais elles ne préjugent pas de la trajectoire exacte.

3) La plate-forme carbonatée provençale au Crétacé supérieur figure ici dans sa position géographique actuelle ; il y a lieu de la restituer dans sa position paléogéographique après le dépliage des nappes (de 20 à 60 km vers le sud suivant les auteurs). De ce fait, les distances réelles parcourues par les flux détritiques sont bien moins importantes que ne les figure la longueur de nos flèches.

4) Canevas paléogéographique suivant J. Philip 1974.

VI.1. STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE, EVOLUTION DES SEDIMENTS DETRITIQUES ET DE LEURS CORTEGES MINERALOGIQUES AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR MARIN.

VI.1.1. Cénomaniens (carte p.460).

VI.1.1.1. Influences des milieux d'origine.

VI.1.1.1.1. Types lithologiques :

Les assemblages minéralogiques lourds (disthène, staurotide, zircon, tourmaline ; accessoirement chloritoïde, grenat épidote, amphibole, minéraux du titane, carbonates) et légers (quartz, feldspaths potassique et plagioclases, biotite, muscovite, chlorite, grains glauconieux) sont significatifs d'un continent pourvoyeur métamorphique mésozonal. Certains secteurs de ce socle de composition mixte calco-alcaline et métamorphique alimentent les secteurs nord orientaux du domaine d'étude tandis que les secteurs occidentaux (Nerthe Berre) sont davantage de type calco-alcalin.

VI.1.1.1.2. Minéraux argileux :

Au Cénomaniens inférieur à moyen, les sédiments déposés à l'Est de la région étudiée sont riches en illite et kaolinite, la partie orientale du substrat pourvoyeur partiellement soumise à des réajustements tectoniques et à l'érosion, sous climat chaud et humide, est ainsi caractérisée par une morphologie déclinée.

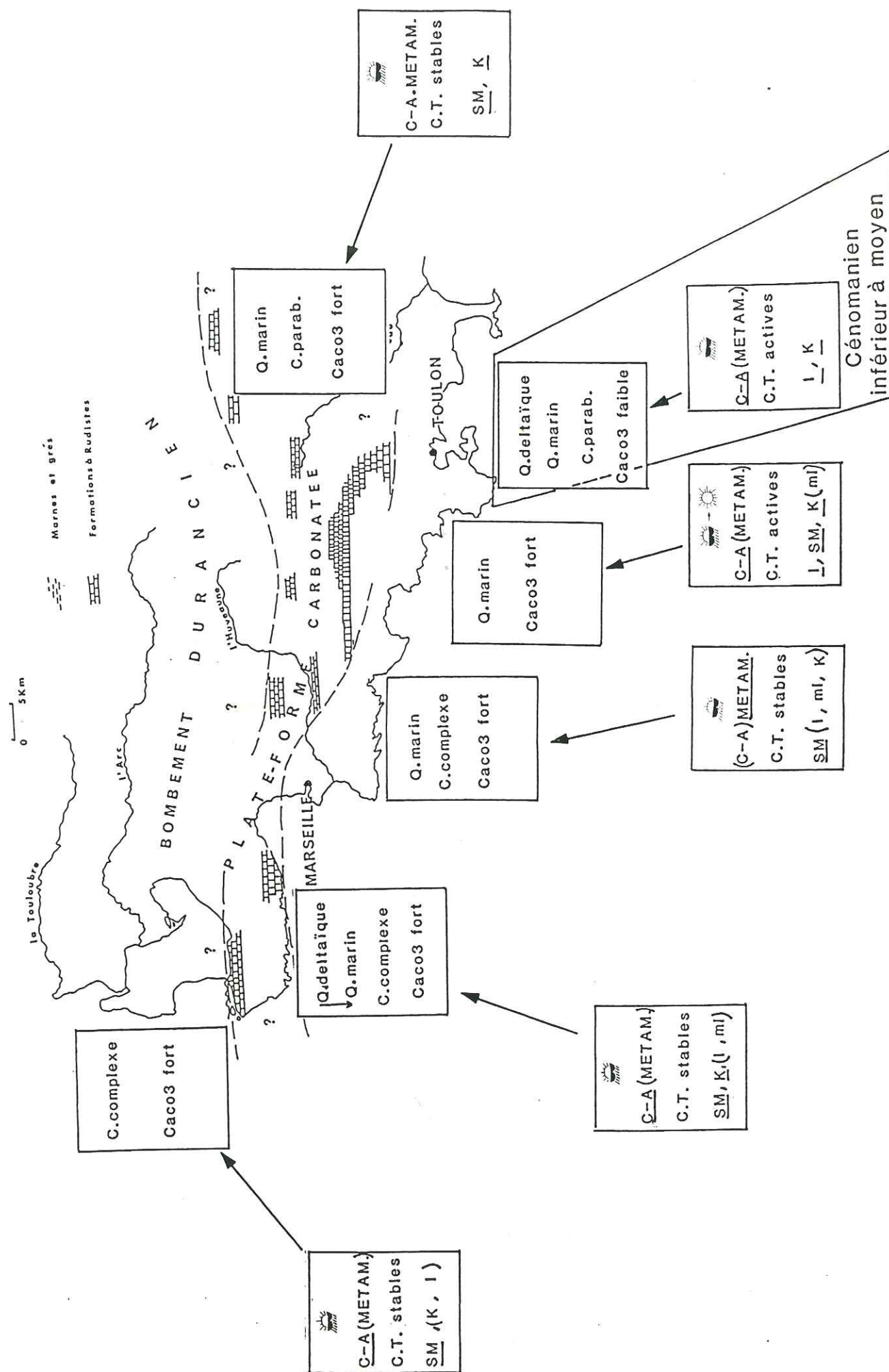
Au Cénomaniens le cortège argileux, qui reflète la composition minéralogique de la plus grande partie du continent nourricier est caractérisé par la présence des smectites et d'un peu de kaolinite. Pédogénèse, hydrolyse, lessivage sont ainsi considérablement ralentis sous un climat chaud à saisons contrastées. Ces résultats suggèrent un héritage de sols de plaine dans un contexte tectonique relativement stable.

VI.1.1.2. Influences des milieux de dépôt.

VI.1.1.2.1. Exoscopie

* au Cénomaniens inférieur à moyen, les quartz des épandages majeurs sont caractérisés par des figures exoscopiques acquises en transit deltaïque avant d'être repris en milieu marin. L'abondance des dépôts et l'existence d'un milieu deltaïque de transit sont significatives de l'érosion intense du Continent pourvoyeur à cette époque.

* Pendant toute la durée du Cénomaniens, les quartz appartenant aux autres formations détritiques ont essentiellement évolué en domaine marin.



VI.1.1.2.2. Granulométrie.

* Au Cénomanién inférieur à moyen Les sédiments qui constituent les décharges détritiques majeures sont caractérisés par des courbes granulométriques de type parabolique (bonne lévigation, fort triage).

* Au Cénomaniens moyen et supérieur, les courbes sont en majorité de type complexe et correspondent à des sédiments mal classés et mal triés qui évoluent dans des milieux de dépôt qui ne sélectionnent pas la taille des particules

VI.1.1.2.3. Calcimétrie.

* Au Cénomanién inférieur à moyen, les apports détritiques majeurs sont très pauvres en CaCO_3 ($< 10\%$) on note corrélativement l'absence d'influence de plate-forme carbonatée sur les milieux de sédimentation.

* Au Cénomanién moyen et supérieur, les sédiments riches en grains de nature carbonatée présentent des pourcentages de CaCO_3 élevés (>50%) ; ils évoluent dans un environnement de plate-forme externe alors en pleine expansion.

VI.1.2. Turonien moyen et supérieur. (carte p.462).

VI.1.2.1. Influences des milieux d'origine.

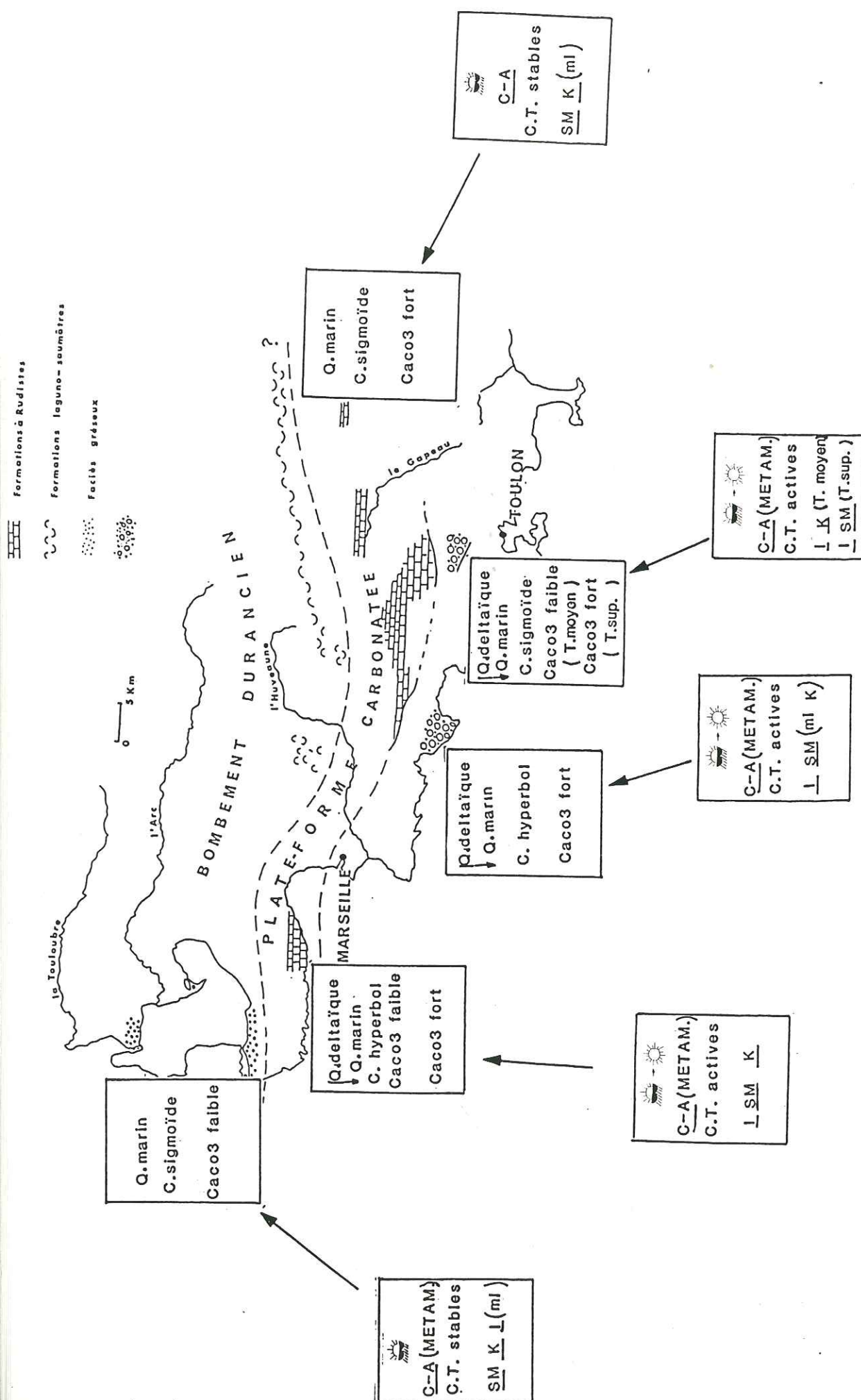
VI.1.2.1.1. Types lithologiques :

Les cortèges minéralogiques lourds (disthène, staurotide, grenat, zircon, tourmaline ; accessoirement sillimanite, chloritoïde, épidote amphibole, minéraux du titane, carbonates) et légers (quartz, feldspaths potassiques, rares plagioclases, biotite, muscovite, chlorite, grains glauconieux) montrent que l'ensemble du substrat pourvoyeur considéré est à caractère mixte métamorphique mésozonal et calco-alcalin avec cependant une influence calco-alcaline dominante.

VI.1.2.1.2. Minéraux argileux :

* Les secteurs orientaux et occidentaux du domaine nourricier fournissent des assemblages de minéraux argileux riches en smectites et kaolinite ; ces secteurs stables, à la morphologie basse et déclive évoluent sous climat chaud à saisons contrastées.

* Les secteurs médians de ce substrat à la morphologie pénéplanée sont affectés de conditions tectoniques instable. Sous des conditions climatiques chaudes et humides tendant vers l'aridité, illite, smectites et kaolinite sont évacuées vers les milieux de dépôt.



VI.1.2.2. Influences de milieux de dépôt.

VI.1.2.2.1. Exoscopie.

Depuis la région médiane du domaine pourvoyeur, les quartz transitent en milieu de type deltaïque. Ces conditions sont consécutives à l'érosion intense de cette région à la suite de réajustement tectoniques continus. Les cristaux de quartz des autres secteurs (occidentaux et orientaux) présentent des figures exoscopiques acquises principalement en domaine marin.

VI.1.2.2.2. Granulométrie.

L'étude granulométrique montre que la tendance générale au classement et à la sélection des particules est particulièrement bien marquée pour tous les sédiments d'âge turonien (courbes cumulatives hyperboliques et sigmoïdes) qui sont très évolués.

VI.1.2.2.3. Calcimétrie.

Au Turonien moyen et supérieur, les apports détritiques de Berre-St Chamas, présentent de très faibles teneurs en carbonates (1 à 2%). Ceux du Beausset (Soubeyran, Caumes) qui s'épandent dans un environnement de plate-forme externe en voie de démantèlement sont très riches en CaCO_3 : (>80%).

VI.1.3. Sénonien. (carte p.464).

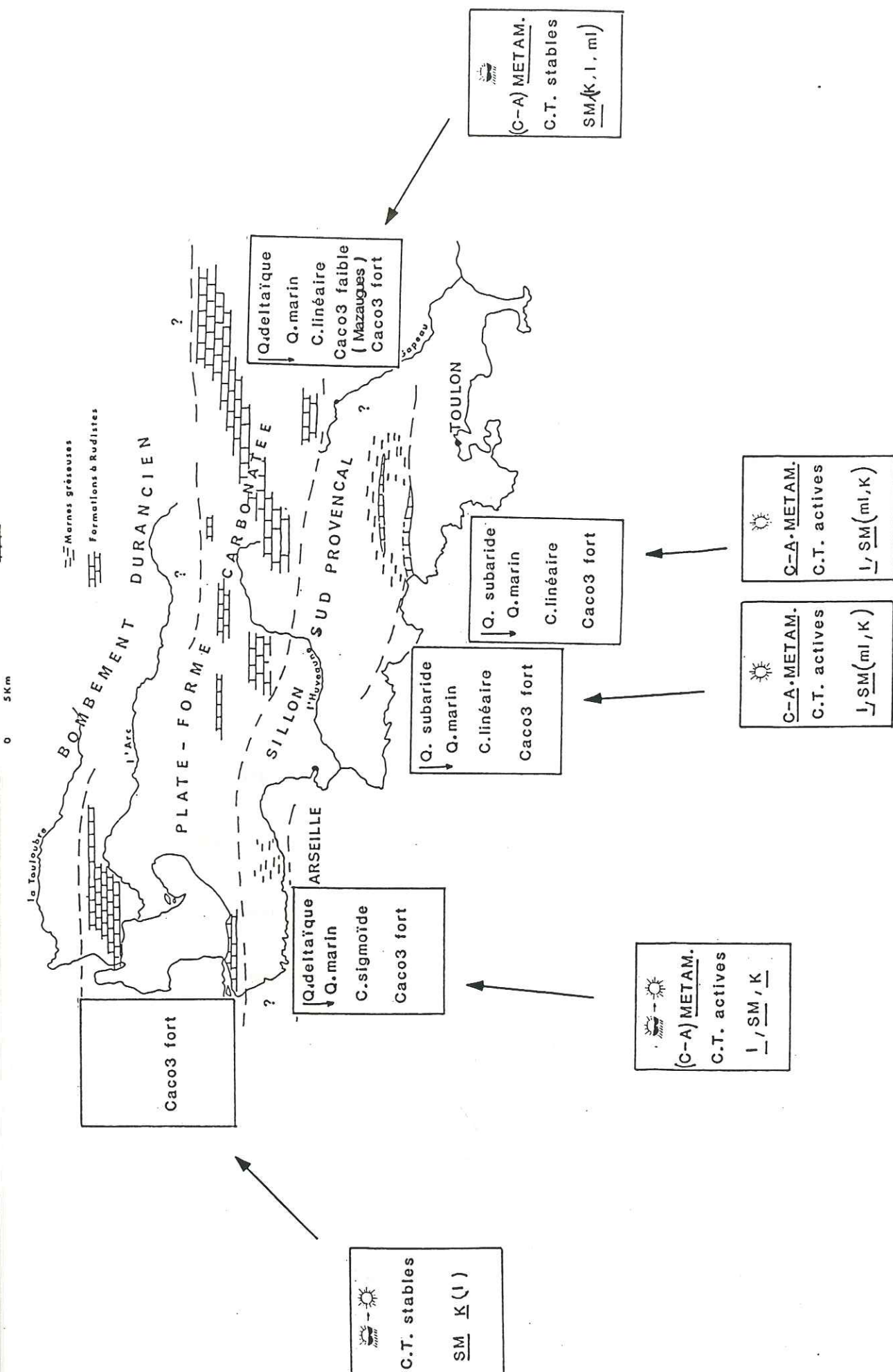
VI.1.3.1. Influences des milieux d'origine.

VI.1.3.1.1. Types lithologiques.

Les assemblages minéralogiques lourds (staurotide, grenat, zircon, tourmaline ; accessoirement disthène, chloritoïde, épidote) et légers (quartz, plagioclases, biotite, muscovite, chlorite, grains glauconieux) ont montré l'existence d'un socle pourvoyeur mixte métamorphique mésozonal et calco-alkalin ; la tendance métamorphique paraît cependant largement dominante. L'érosion des roches calco-alkalines paraît ainsi s'être effectuée préférentiellement au Cénomanién et au Turonién.

VI.1.3.1.2. Minéraux argileux.

Les assemblages argileux des domaines pourvoyeurs occidental et oriental sont caractérisés par les smectites et la kaolinite ; ces secteurs, à la géomorphologie déclive, sont affectés de conditions climatiques chaudes et humides favorisant le développement des pédogénèses. Le domaine médian en voie de pénéplanation reste animé de réajustements tectoniques et fournit l'illite et les smectites dans un contexte climatique tendant vers l'aridité.



Distribution et définition des milieux d'origine et de dépôt du matériel terrigène au SENONIEN

VI.1.3.2. Influences de milieux de dépôt.

VI.1.3.2.1. Exoscopie.

Les quartz provenant du domaine nourricier médian en voie de pénéplanation sont caractérisés par des figures exoscopiques de type sub-aride acquises en milieu continental sous des conditions climatiques chaudes et sèches. Les quartz des secteurs orientaux sont caractérisés par des figures deltaïques significatives de l'érosion active de ces secteurs. Les quartz qui proviennent de l'ensemble du substrat pourvoyeur présentent des traces exoscopiques finales acquises en domaine marin.

IV.1.3.2.2. Granulométrie.

Au Sénonien, le "non classement" des sédiments apparaît comme une tendance majeure ; les courbes granulométriques de type linéaire caractérisent les sédiments terrigènes qui sont peu évolués.

VI.1.3.2.3. Calcimétrie.

Au Sénonien, les dépôts terrigènes de la région du Beausset présentent des teneurs en CaCO₃ relativement élevées. A la même époque, les épandages détritiques des secteurs de Mazaugues qui évoluent au sein d'un milieu interne de plate-forme sont pauvres en grains de nature carbonatée et en CaCO₃ (< 5%).

VI.2. NATURE ET LOCALISATION DU DOMAINE POURVOYEUR ; ORIGINE DES APPORTS DETRITIQUES.

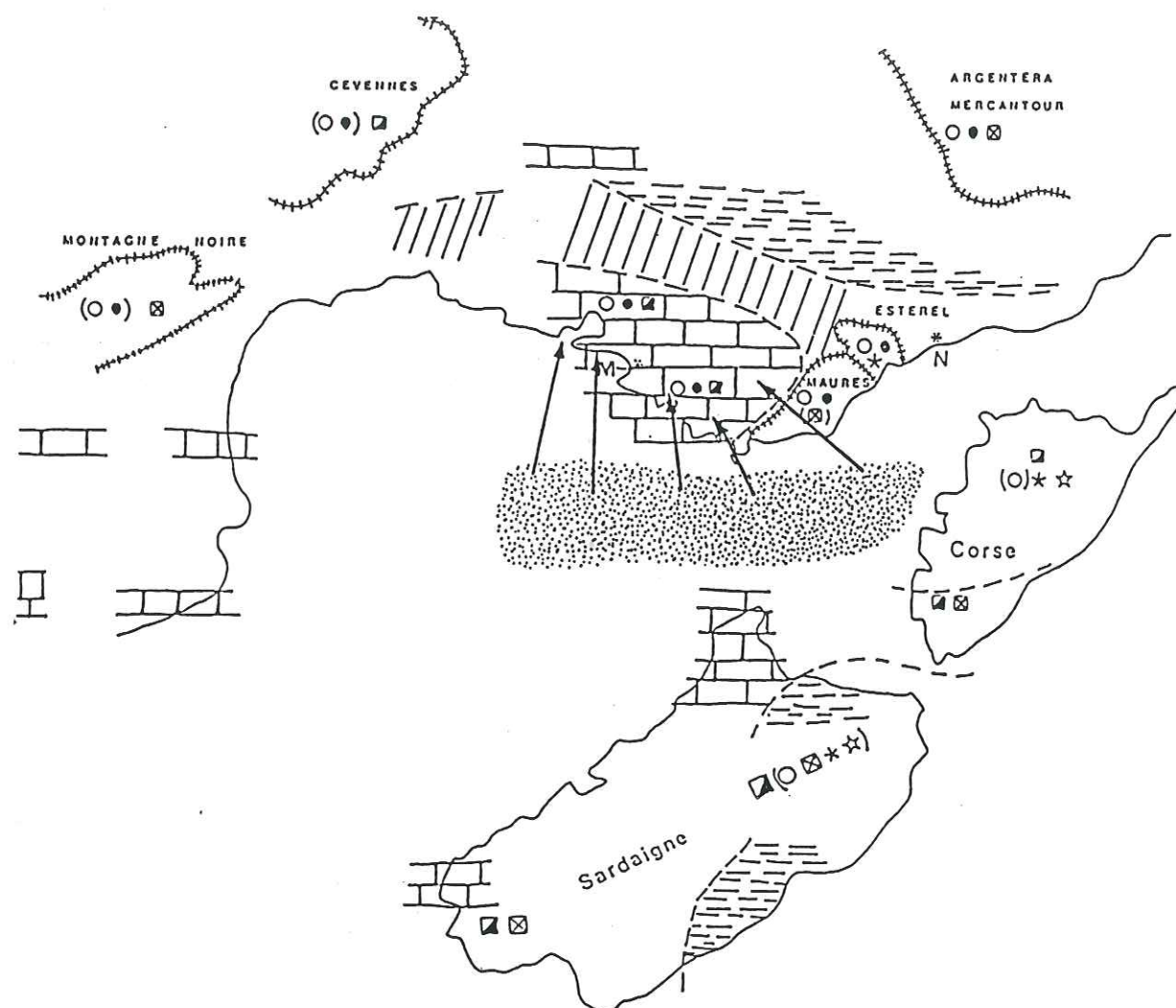
VI.2.1. Nature du domaine pourvoyeur ; origine des apports détritiques

Il s'agit essentiellement d'un socle cristallophyllien composé de schistes cristallins, micaschistes à minéraux (disthène, staurotide, grenat, tourmaline), gneiss à sillimanite et migmatites avec intrusions calco-alcalines (granites, diorites et leurs équivalents effusifs notamment les rhyolites calco-alcalines). Localement s'ajouteraient des roches peu transformées : phyllades, phtanites, quartzites. Exceptionnellement, ont été rencontrés quelques éléments provenant de rhyolites alcalines anorogéniques ; compte tenu des remarques et discussions faites précédemment (cf. minéralogie) ces rares rhyolites ne peuvent appartenir au massif de l'Estérel.

L'analyse des cortèges minéralogiques et pétrographiques nous a ainsi permis de distinguer des variations dans la composition des assemblages minéralogiques des différentes zones de dépôt au cours du Crétacé

EMPLACEMENT PROPOSE POUR LE SOCLE SUD PROVENÇAL

AU CRETACE SUPERIEUR



- Socle sud-provençal
- Sens des apports détritiques
- "Bombement durancien"
- Plate-forme carbonatée
- Extension de la mer au crétacé supérieur
- Milieu de bassin
- Enveloppe des massifs paléozoïques dans leur position actuelle

- : Migmatites, Anatexites
- : granites d'anatexie

- ☒ : granites et rhyolites calco-alcalins nés de magmas riches en H_2O (IT faible)
- ☒ : granites et rhyolites calco-alcalins nés de magmas pauvres en H_2O (IT fort)

- ☆ : granites et rhyolites alcalins nés de magmas riches en H_2O

- ☆ : granites et rhyolites alcalins nés de magmas pauvres en H_2O

Canevas paléogéographique (PHILIP & ALEMANN, 1982)

Position initiale de la Corse et de la Sardaigne (WESTPHAL & Al., 1976) sans préjuger de la forme réelle du socle auquel elles appartenaient

Il n'est pas tenu compte ici des relations géométriques entre Corse, Sardaigne et socle sud-provençal

supérieur marin. Nous avons ainsi pu préciser que la nature pétrographique du substrat pourvoyeur était à caractère mixte (calco-alcalin et métamorphique) au Cénomaniens, davantage calco-alcalin au Turonien, plus franchement métamorphique au Sénonien. Les résultats suggèrent également que pendant toute la durée du Crétacé supérieur le secteur occidental du domaine pourvoyeur, était à dominante calco-alcaline, la partie orientale étant davantage métamorphique.

L'étude minéralogique des argiles permet de considérer l'héritage comme le caractère principal de la sédimentation argileuse ; aucune trace de néoformation n'y est visible.

Les secteurs de dépôt occidentaux et nord orientaux sont caractérisés par une association kaolino-smectitique continue pendant toute la durée du Crétacé supérieur marin ; les domaines nourriciers semblent donc avoir été soumis en permanence à une activité pédogénétique intense avec sols tropicaux à kaolinite (haut de pente) et vertisols à smectites alumino-ferrifères (zones planes mal drainées). Naturellement ces phénomènes généraux d'apport direct venant du Sud n'interdisent pas d'envisager localement en début de transgression, le remaniement de matériaux d'origine bauxitique présents sur les zones précédemment émergées du Nord (Alpilles Allauch, Bombement varois) ; mais ces remaniements responsables des importantes quantités de kaolinite observées à la base des coupes, n'expliquent pas pour autant l'abondance de ce minéral à l'ensemble des formations des coupes considérées.

Dans les autres secteurs de dépôt, les cortèges argileux cités précédemment s'enrichissent en minéraux primaires (illite en particulier) à partir du Turonien (parfois même dès le Coniacien inférieur) jusqu'au Santonien. Un substratum sujet à des mouvements tectoniques et rapidement érodé serait donc susceptible de fournir de tels assemblages minéralogiques argileux. Les zones tectoniquement actives pourraient correspondre aux limites des plaines hydromorphes et à des cassures dans le socle pourvoyeur méridional.

VI.2.2. Localisation du domaine pourvoyeur. (carte p.466).

Les interprétations des résultats ont montré que les assemblages minéralogiques et pétrographiques de tous les échantillons analysés se situent dans une composante qui associe les caractères Maures d'une part

et Corso-sarde d'autre part. L'étude des zircons nous a également montré que les distributions typologiques moyennes relatives aux principaux secteurs étudiés se regroupent dans un nuage de points qui s'articule bien entre un "pôle" migmatitique de type Maures et un domaine calco-alcalin (granites et rhyolites) qui est actuellement le mieux représenté dans le secteur Nord-Ouest de la Corse. Si on les considère isolément, ces deux massifs (Maures et N.W. Corse) ne permettent pas d'expliquer la composition minéralogique et pétrographique des sédiments analysés ; C'est pourquoi nous avons retenu l'idée de l'existence d'une zone intermédiaire entre ces deux ensembles comme susceptible de fournir cet assemblage.

Un tel domaine devait donc se situer entre les zones émergées provençales (*) et le bloc Corso-sarde replacé dans sa position anté-dérive. Il devait donc s'étendre depuis le Sud et le Sud-Est de la région toulonnaise jusque dans le golfe du Lion. Nous suggérons d'appeler "Socle Sud Provençal" ce domaine qui peut-être considéré comme une dépendance septentrionale du paléobloc Pyrénéo-Corso-Sarde.

Les formations calco-alcalines hercyniennes actuellement effondrées en Méditerranée et qui avaient déjà fourni dès le Permien les galets du Sud de la région toulonnaise (Brégaillon, Carqueiranne) font probablement partie du domaine pourvoyeur considéré.

Les déformations du "socle sud-provençal" au cours de la période étudiée peuvent donc être considérées (Guieu 1984 et travaux en cours) comme des phases préparatoires de la tectonique en compression fini-crétacée, puis fini-éocène (dénudation tectonique du socle) qui a structuré la Provence. Le schéma géodynamique proposé par cet auteur à partir d'arguments très différents des nôtres, aboutit de la même façon, à situer, sur l'emplacement de l'actuel golfe du Lion, le bombement de socle à l'origine du rifting oligocène préluant lui-même à l'ouverture du sphénochasme ligure et à l'éclatement du paléobloc tyrrhénien.

(*) Pour les raisons évoquées dans le chapitre géologique et structural, nous ne pouvons pas prendre en compte dans ce cadre paléogéographique le massif des Maures qui se trouvait alors sous couverture. A ce propos nous devons encore rappeler que l'idée d'un socle paléozoïque émergé pendant le Mésozoïque sur l'emplacement actuel du massif des Maures n'est pas recevable dans la mesure où le Paléozoïque en question a été pénéplané à la fin du cycle hercynien dans tout le Sud-Est y compris le paléobloc Tyrrhénien, ces conditions ayant assuré la transgression triasique. Signalons qu'on ne connaît aucune phase tectonique pendant le Mésozoïque, susceptible d'avoir érigé un socle en bordure de bassin du Sud-Est, la première phase tectonique importante étant la phase autrichienne ici Albo-Cénomaniennne.

VI.3. PALEOMORPHOLOGIE DU CONTINENT POURVOYEUR.

* L'étude détaillée des assemblages minéralogiques argileux nous permet de penser que dans l'ensemble, les domaines pourvoyeurs occidentaux présentaient une morphologie déclive pendant toute la durée du Crétacé supérieur marin (kaolinite abondante dans les dépôts correspondants). Par contre le secteur central, alimentant en matériaux détritiques la région du Beausset, aurait eu la configuration d'une plaine dès la fin du Cénomanienn ; au Santonien une pénéplanation généralisée aurait affecté l'ensemble du domaine pourvoyeur (abondance des smectites dans les dépôts correspondants).

* Les analogies stratigraphiques (litho et biostratigraphiques) la répartition des apports détritiques et les études comparatives détaillées de certains éléments de la faune récifale faisant apparaître des affinités paléobiogéographiques entre la Sardaigne et le domaine pyrénéo-provençal (Masse et Alleman 1982 - Philip et Alleman 1982) montrent qu'il existait des relations entre ces deux unités au Crétacé inférieur. Il semblerait donc logique de concevoir la morphologie du Socle Sud Provençal sous la forme d'un archipel, laissant toute latitude aux faunes pour circuler, (plutôt que sous la forme d'une terre continue), situé entre le continent Sud-Baléares-Corso Sarde et le continent Nord-provençal.

Cette hypothèse est d'autant plus séduisante qu'elle est également en accord avec l'ouverture du golfe de Basse Provence vers l'ouest (au Turonien en particulier) en même temps qu'elle permet l'existence d'aires nourricières orientales et occidentales. L'effet de "chasse" qu'il existe dans les détroits entre les îles est d'autant plus favorable aux distributions faunistiques et au transit de certains apports détritiques.

VI.4. PALEOCLIMATOLOGIE DU CONTINENT POURVOYEUR.

IV.4.1 Au Cénomanienn.

L'abondance de la kaolinite dans les apports détritiques montre que les paysages étaient soumis dans leur ensemble à un environnement fortement hydrolysant sous climat chaud et humide ; cette tendance climatique aurait affecté de façon continue la région orientale du massif pourvoyeur pendant toute la durée du Crétacé supérieur marin.

VI.4.2. A partir du Turonien moyen et supérieur

Le climat chaud à saisons contrastées s'oriente vers l'aridité (morphologie écaillée des quartz).

VI.4.3. Cette dernière tendance climatique s'accroît et devient prédominante au Sénonien où elle sévit plus particulièrement dans la région centrale du domaine pourvoyeur.

IV.5. EVOLUTION TECTONIQUE DU CONTINENT POURVOYEUR.

VI.5.1. Les secteurs les plus occidentaux et orientaux à la morphologie accusée auraient évolué dans un contexte tectonique relativement calme, peu actif, pendant toute la durée du Crétacé supérieur marin.

VI.5.2. Le secteur central de ce domaine, témoigne d'une certaine activité tectonique dès le Cénomanién inférieur et plus particulièrement au Turonien et au Santonien.

VI.5.3. Nous rappellerons enfin que les compositions minéralogiques des sédiments étudiés paraissent indépendantes des déplacements tangentiels provençaux dont l'amplitude varierait de 20 à 75 kilomètres suivant les auteurs ; cependant si tenant compte de ces déplacements, l'on ramène à leur place originelle les domaines de dépôt, l'interprétation paléogéographique en est alors grandement facilitée ; on comprend ainsi que dans sa position originelle plus méridionale, la région de Berre par exemple puisse recevoir plus aisément des apports provenant d'un socle alors situé sur l'emplacement de l'actuel golfe du Lion.

VI.6. CONDITIONS DE TRANSIT ET DE DEPOT DU MATERIEL DETRITIQUE.

VI.6.1. Exoscopie des quartz.

* Avant de transiter en milieu deltaïque ou marin les quartz examinés dans les différentes formations détritiques ont subi l'influence d'importantes actions éoliennes sur le continent pourvoyeur.

* Pendant toute la durée du Crétacé Supérieur marin :

- Dans la région de Berre les cristaux de quartz portent des figures exoscopiques caractéristique de milieux marins (transits et dépôt). Ces résultats montrent que le secteur occidental tectoniquement calme du domaine pourvoyeur n'a pas subi pendant toute cette période d'attaque agressive de l'érosion. Le transit s'effectue ainsi de façon progressive en domaine marin depuis la région nourricière vers le milieu de dépôt.

- Dans les autres régions les quartz portent des figures caractéristiques d'un transit deltaïque puis celles d'un dépôt final en milieu marin. On constate que ces épisodes deltaïques, contemporains de périodes tectoniquement actives (Cénomanién inférieur, Turonien supérieur, Santonien supérieur) s'accompagnent de manifestations terrigènes intenses suite à une érosion particulièrement importante du continent à la même période.

* Au Sénonien inférieur les quartz déposés, dans la région du Beausset sont caractérisés par de pellicules écaillées rencontrées habituellement dans les milieux subarides. Ces figures exoscopiques acquises avant le transit des sédiments en milieu marin sont significatives de l'évolution du climat vers l'aridité. Cette tendance affecterait donc le domaine central pourvoyeur à cette époque et probablement dès la fin du Turonien. L'absence de figures deltaïques sur les quartz de cette région montre que ce milieu de dépôt (Sillon sud provençal) en voie de comblement ne permettait plus le transit deltaïque, la mise en place des sédiments s'effectuant alors en relation avec la courantologie marine.

VI.6.2. Analyses granulométriques des sables et des grès.

VI.6.2.1. Analyses granulométriques des grès.

* Celles ci ont permis de confirmer ou de préciser les axes des principaux épandages détritiques ; ceux-ci sont ainsi localisés :

- Dans la région du "Beausset Est" (Val d'Aren, Ste Anne) au Cénomanién inférieur

- Dans les régions du "Beausset Est" (Caumes-Costebelle) et de "Berre" (Lavéra, St Chamas) au Turonien moyen et supérieur.

- Dans la région "Nord Provençale" (Mazaugues, Branguier) au Sénonien (santonien en particulier).

Ces axes détritiques sont caractérisés par des sédiments grossiers très hétérogènes.

* Les sédiments détritiques du Soubeyran et du Mont-Caumes-Pardiguières (exceptée la formation des poudingues de la Ciotat) qui sont fins, très homogènes et mis en place dans un milieu subsident relativement calme (sillon provençal), ne paraissent pas appartenir aux types d'axes détritiques décrits précédemment.

* Si l'on compare entre eux les sédiments appartenant aux principales décharges détritiques du Val d'Aren, Ste Anne, Caumes, Costebelle, Mazaugues, on constate que les apports les plus grossiers et les plus hétérogènes sont ceux du Val d'Aren - Ste Anne. Les conditions climatiques et pédologiques (hydrolysantes, agressives) et tectoniques (très actives à l'Albo-Cénomanién) sembleraient donc jouer un rôle déterminant dans l'évolution sédimentologique du domaine pourvoyeur au Cénomanién inférieur. Nous noterons également que dans leur ensemble, les épandages détritiques grossiers énumérés ci-dessus, qui sont bien localisés dans le temps et dans l'espace, ne paraissent pas perturber de façon significative l'évolution du contexte sédimentologique général.

VI.6.2.2. Les analyses granulométriques des sables viennent conforter les idées émises précédemment puisque la tendance générale de la sédimentation est

- au "mauvais classement" pendant toute la durée du Cénomanién (courbes complexes)
- au "bon classement" pendant le Turonien (courbes sigmoïdes)
- au "non classement" pendant le Sénonien (courbes linéaires)

Si l'on tient compte des épisodes transgressifs et regressifs qui ont affecté la région étudiée pendant le crétacé supérieur marin, il semble que les périodes régressives, soient dans l'ensemble favorables au classement des sédiments détritiques, tandis que certains phénomènes transgressifs conduiraient davantage au mauvais ou au "non classement" des sédiments.

VI.6.3. Si l'on cherche à caractériser les aires de dépôt dont nous avons analysé les principaux caractères sédimentologiques (granulométrie, exoscopie en particulier), on constate que les sédiments qui les constituent, seraient pour la plupart, étroitement liés à des systèmes de type deltaïque. Partant de là, les principaux apports détritiques (Val d'Aren - Ste Anne au Cénomanién, Caumes et Lavéra au Turonien, Mazaugues au Santonien) auraient acquis une dynamique sédimentaire propre (sédimentation gravitaire, courants, turbidites ?) qui reprendrait et resédimenterait les dépôts d'origine deltaïque de départ. Ainsi s'organiserait un classement granulométrique dû à une dynamique sédimentaire particulière (système de pente ou autre ?), Celle-ci se surimposant au classement génétique antérieur de type deltaïque. Ces ensembles pourraient constituer par exemple, des

corps sédimentaires terrigènes de type lobe, éventail, associés à des canons ? dans un environnement sous marin tel que le sillon sud provençal.

VI.6.4. Analyses calcimétriques.

Les résultats et interprétations des études calcimétriques montrent que les teneurs en carbonates de calcium dépendant en grande partie de la présence ou de l'absence de biotopes benthiques avoisinants les milieux de dépôt, susceptibles de fournir localement à ces derniers des éléments ou grains de nature carbonatée. La localisation de ces milieux de dépôt, qui peuvent être suivant les époques en position interne ou externe par rapport à l'environnement de plate-forme, peut également être déterminante de l'enrichissement ou non des sédiments en CaCO_3 .

Ainsi au Cénomanién inférieur, du fait de l'absence d'influences de la plate-forme carbonatée, les apports détritiques majeurs de Ste Anne sont toujours très pauvres en CaCO_3 et en grains de nature carbonatée. Au Turonien, les sédiments terrigènes du Soubeyran et du Mont Caumes Pardi-guières qui se déposent dans une aire marine subsidente alimentée par des éléments et grains carbonatés provenant d'une plate-forme voisine (partie externe) en voie de démantèlement sont très riches en carbonates.

Au Sénonien, les apports détritiques majeurs de Mazaugues et Branguier, qui évoluent au sein même d'un environnement de plate-forme interne sont pauvres en CaCO_3 .

VI.7. IMPLICATIONS DE L'HYPOTHESE PRESENTÉE SUR L'INTERPRETATION PALEO-GEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE DU BASSIN NORD OCCIDENTAL DE LA MEDITERRANEE.

Au cours de ce travail, nous avons précisé quelques caractéristiques sédimentologiques relatives à plusieurs formations détritiques du Crétacé supérieur marin de Provence occidentale. Cette démarche longue et délicate nous a permis de mieux cerner certaines interprétations anciennes et d'en proposer de nouvelles et notamment de formuler une hypothèse quant à l'origine possible des apports détritiques à partir d'un "Socle Sud Provençal" localisé entre le bloc Corso-sarde avant rotation et la Provence. Nous avons en outre souligné la convergence remarquable qui existe entre nos conclusions et celles fournies par certaines reconstitutions structurales et géodynamiques.

VI.7.1. Contexte paléogéographique.

* Le Socle Sud Provençal occupait une position privilégiée puisqu'il était situé au carrefour d'un certain nombre de domaines structuraux comprenant : l'accident Nord-Pyrénéen alors en gestation, le Massif Central, la plate-forme provençale et un élément du Paléobloc Tyrrhénien replacé dans sa position anté-dérive. Le continent Nord Provençal, "Isthme" puis "Bombement Durancien" des auteurs n'existait probablement pas en tant qu'isthme car s'il pouvait s'appuyer sur un épaulement nord occidental (Massif central), il ne pouvait le faire à l'Est puisque les massifs des Maures et de l'Argentera-Mercantour étaient sous couverture comme le montrent les dernières reconstitutions tant sédimentologiques que structurales (cf. chapitre Minéralogie et Jean 1985)

Il pouvait donc s'agir d'une presqu'île, d'une grande île ("Bombement") ou d'un archipel s'étalant d'ouest en est dans le golfe de Basse provençe ; les gisements bauxitiques des Alpilles, d'Allauch, et du Var paraissent s'accomoder de l'idée d'une morphologie paléoinsulaire plus ou moins morcelée suivant les auteurs. (Rousset 1971, 1975)

* L'hypothèse que nous avons émise qui consiste à imaginer le Socle Sud Provençal sous la forme d'un archipel nous fait concevoir l'existence d'une ride ou d'un épaulement sous-marin dont certaines parties émergées auraient pu fournir les éléments détritiques provençaux au Crétacé supérieur. Le Socle Sud Provençal aurait ainsi appartenu au Paléobloc Tyrrhénien avant la dispersion de ses éléments dans la mer algéro-provençale au Cénozoïque.

* A l'issue de ce travail, nous voyons la nécessité qui existe de corréler et de comparer les événements sédimentaires et les événements tectoniques et géodynamiques. Leur importance est d'autant plus grande au Crétacé supérieur qu'ils préparent la tectogenèse Pyrénéo-Provençale.

*

BIBLIOGRAPHIE

ALLEMAN J., (1978) - Contribution à l'étude stratigraphique, paléontologique et sédimentologique du Crétacé de l'Ouest de la Sardaigne. Thèse Doct. Spécialité, Marseille, 126 p.

ALLEN G.P., (1972) - Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. Thèse Doct. Sciences, Univ. Bordeaux I, 340 p.

ALLEN G., LAURIER D., THOUVENIN J., (1979) - Etude sédimentologique du delta de la Mahakam C.F.P. notes et mémoires n° 15, 156 p.

ALVAREZ W., (1976) - A propos des relations Corse-Sardaigne. Bull. Soc. géol. France, 5, p. 1216.

ARLAUD H., (1935) - Le Turonien des environs de Cassis et les mouvements crétacés en Provence occidentale. C.R. somm. Acad. Sci. 200, 24, p. 2029.

ARNAUD M. et MONLEAU C., (1979) - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien). Thèse Doct. Sciences, 2 tomes, Marseille.

ARNAUD M. et MONLEAU C., (1981) - Implications des reconstitutions paléogéographiques dans la délimitation de l'évaluation des déplacements des nappes provençales de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 5 - 6, pp. 163 - 166.

ARNOUX A. et CHAMLEY H., (1974) - Minéraux des argiles et détergents des eaux interstitielles dans les sédiments superficiels du golfe du Lion. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 278, pp. 843 - 846.

ARTHAUD F. et MATTAUER M., (1972) - Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 274, pp. 524 - 527.

ARTHAUD F., OGIER M., SEGURET M., (1981) - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. Bull. B.R.G.M., Orléans, sect. 1, n° 3, pp. 175 - 193.

ARTHAUD F. et SEGURET M., (1981) - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). Bull. Soc. géol. France, Paris, 7, t. 23, pp. 51 - 63.

AUBOUIN J. et MENNESSIER G., (1963) - Essai sur la structure de la Provence. In Livre à la mémoire du Professeur FALLOT, II, mémoire h.S. Soc. géol. France, pp. 45 - 98.

AUBOUIN J., (1967) - Sur la structure de la basse Provence : le chevauchement sud-provençal. C.R. somm. Soc. géol. France, pp. 76 - 78.

AUBOUIN J. et CHOROWICZ J., (1967) - Le chevauchement Sud provençal de l'Etoile à la Ste Baume. Bull. Soc. géol. France, 7, 9, pp. 600 - 609.

AUBOUIN J., CHOROWICZ J., FOSSE M., WETTEL P., (1967) - Sur le chevauchement sud-provençal : le noeud de Pichauris, Peypin, Auriol. Bull. Soc. géol. France, 7, 9, pp. 276 - 390.

- AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P., (1968) - Précis de géologie, t. 1 : Pétrologie, Dunod éd., Paris, 712 p.
- BABINOT J.F. et TRONCHETTI G., (1973) - Précisions biostratigraphiques sur le Turonien provençal à l'aide des foraminifères et des ostracodes. C.R. Acad. Sci., D, France, 277, 15, pp. 1425 - 1428.
- BABINOT J.F., (1980) - Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse Doct. ès-Sciences, 2 tomes, Marseille.
- BARBAROUX L. et PHILIP J., (1965) - Le Santonien de la région de Nans les Pins (Var). Trav. Lab. géol., Fac. Sci. Marseille, t. 37, pp. 133 - 139.
- BARBAROUX L., BOUSQUET B., BROUSSE R., DA NOBREGACOUTINHO P., JOVIC P., (1972) - Examen au microscope électronique à balayage de grains de sable de diverses origines. Essai de typologie, signification environnementale. Bull. du B.R.G.M., 4, pp. 3 - 31.
- BASSETT W.A., (1960) - Role of hydroxyl orientation in mica alteration. Bull. géol. Soc. Amer., 71 n°4, pp. 449 - 456.
- BELLON H., COULON C., EDEL J.B., (1977) - Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magnétiques et paléomagnétiques. Bull. Soc. géol. France, 19, pp. 825 - 831.
- BERCOVICI C., (1979) - Nouvelles observations sur la géologie de la région nord-toulonnaise. Ann. Soc. Sci. nat. Archéol., Toulon Var, France, 31 pp. 139 - 140.
- BERCOVICI C., (1983) - Contribution à la géologie de la région toulonnaise. Structure de la région Broussan-Dardennes. Thèse spéc. Univ. Prov., Marseille.
- BERTHOIS L., (1959) - Technique de l'analyse granulométrique. C.D.U., Cours de Sorbonne, Paris, 64 p.
- BERTHOU P.Y., BLANC P., CHAMLEY H. (1982) - Sédimentation argileuse comparée au Crétacé moyen et supérieur dans le bassin occidental portugais et sur la marge voisine (site 398 DSPD) : enseignements paléogéographiques et tectoniques. Bull. Soc. géol. France, (7) t.XXIV, n°3, pp. 461 - 472.
- BERTRAND M., (1892) - Sur l'origine des poudingues de la Ciotat. C.R. som. Soc. géol. France, pp. 51 - 53.
- BERTRAND M., (1899) - La grande nappe de recouvrement de la basse Provence. Bull. Serv. Carte géol. France, 10, 68, pp. 397 - 467.
- BEUTELSPACHER H., VAN DER MARIL H.W., (1968) - Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam, Elsevier, 333 p.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X., (1976) - Sur la genèse de la Méditerranée. Recherche (Fr.), n° 71, pp. 811 - 822.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X., (1977) - From the Tethys ocean to the Mediterranean sea in "Structural history of the Mediterranean basins", pp. 143 - 164.

- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J., MONTADERT L., (1978) - Structure and evolution of the Mediterranean basin. In "Initial reports of the Deep-sea Drilling Projects". U.S. Gout Printing office Washington D.C. 42, 1, pp. 951 - 984.
- BLANC J.J., (1950-1951) - Le Crétacé supérieur de la région de la Ciotat (partie occidentale du bassin du Beausset). Bull. Mus. Hist. nat., Marseille, 10, 11, 80 p.
- BLANC J.J., (1950-1951) - Le Crétacé supérieur de la région de la Ciotat et de ses abords. Bull. Mus. Hist. nat. Marseille, 10, pp. 56 - 58, 11, pp. 121 - 152.
- BLANC J.J., (1951) - Les formations de la Ciotat - Etudes statistiques et pétrographiques. Bull. Soc. géol. France, 6, pp. 369 - 380.
- BLANC J.J., (1956) - Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Santonien dans le bassin du Beausset (Var). Bull. Soc. géol. France, 6, 6, pp. 27 - 54.
- BLANC J.J., (1959) - Problèmes sédimentologiques dans le Coniacien de la Ciotat. In Colloq. sur le Crétacé sup. Fran. Congrès Soc. Sav., 84e, Dijon, pp. 27 - 34.
- BLANC J.J., (1962) - Paléocéanographie du Turonien dans le massif du Soubeyran (Cassis, La Ciotat, B. du Rh.). Ann. Fac. Sci. Marseille, pp. 59 - 78.
- BLANC J.J., (1962) - Horizons-repères minéralogiques et radio-actifs dans les grès de la Ciotat (Turonien supérieur et Coniacien). Bull. Stn. Mar. Endoume, Marseille, 27, pp. 269 - 281.
- BLANC J.J., (1963) - Paléocéanographie du Turonien dans le massif du Soubeyran (Cassis-La-Ciotat, B. du Rh.). Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Marseille, 7, pp. 59 - 82.
- BLANC J.J., (1980) - Facteurs et mécanismes sédimentaire sous marins au delta de la Ciotat (France) (Turonien, Coniacien). Bull. Soc. géol. France, 22, 3, pp. 337 - 343.
- BLANC J.J., (1980) - Chenaux, canyons et talus sous marins au delta turonien de la Ciotat (B. du Rh.) 8e réunion annuelle des Sciences de la Terre Soc. géol. France, Marseille.
- BLANC J.J., (1982) - Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. 159 p., Masson, Paris.
- BLANC J.J., GOUVERNIET C., (1967) - L'Isthme durancien en basse-Provence occidentale. Bull. Soc. géol. France, (7), 9, pp. 631 - 639.
- BLANC J.J., BLANC F., BECKER B. (1980) - Evolution d'une séquence détritique et carbonatée au Turonien (Cassis-La-Ciotat). Application de l'analyse factorielle des correspondances Tethys, 9, 4, pp. 415 - 432.
- BOBIER C., (1973) - La signification de l'aimantation rémanente des laves de la série des "ignimbrites inférieures". Conséquence pour l'étude de la rotation du bloc corso-sarde durant le Tertiaire. Estrato del volume : Paleografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale, suppl. ai "Rendicoti del Seminario della Facolta di Scienze dell'Università di Cagliari".

- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B., (1983) - Géologie des marges contin. 2e édition 148 p. Editeur Masson Paris.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B., (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. 342 p., Editeur Masson, Paris.
- BONIFAY E., (1955) - Observations sur le poudingue de la Pointe Rouge (Marseille). Bull. Mus. Hist. nat. Marseille, 15, pp. 25 - 27.
- BONIN B., CHOTIN P., GIRET A., ORSINI J.B., (1979) - Etude du bloc corso-sarde sur documents satellites : le problème des mouvements différentiels entre les deux îles. Rev. géol. dyn. Géogr. phys. France, 21, 2, pp. 147-154.
- BROWN G., (1961) - The X. Ray identification and crystal structure of clays minerals. Mineralogical Society, London, 544 p.
- BROWN L.F.Jr. and FISHER W.L., (1977) - Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems : Examples from Brazilian rift and pull-apart basins, in seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration, C.E. Payton, ed : AAPG MEM. 26, pp. 213 - 248.
- BROWN L.F.Jr., and FISHER W.F., (1980) - Geology and geometry of depositional systems. University of Texas at Austin. 56 p.
- BROWN L.F.Jr. and FISHER W.F., (1980) - Seismic, stratigraphic interpretation and petroleum exploration - Continuing education course note serie 16 - Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin. 125 p.
- BOUCARUT M., (1971) - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse Doct. Et., Nice.
- BOURCART J., LALOU C., (1950) - Sur la géologie des gorges sous-marines de Toulon. C.R. Acad. Sci., Paris, 230, pp. 1302 - 1304.
- BOURCART J., LALOU C., GENESSEAU M., (1958) - Le relief sous marin du précontinent entre le Rhône et la Ciotat. Bull. inf. du COEC., 3.
- BUROLLET P.F., BYRAMJEE R., (1974) - Evolution géodynamique néogène de la Méditerranée occidentale. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 278, pp. 1321 - 1324.
- BURRUS J., (1984) - Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North-Western, Mediterranean) Marine geology, 55, p. 247 - 269
- CAILLERE S. et HENIN S., (1961) - Vues d'ensemble sur le problème de la synthèse des minéraux phylliteux à basse température. Coll. Intern C.N.R.S. 105, pp. 31 - 43.
- CAILLERE S. et HENIN S., (1963) - Minéralogie des argiles éd. Masson. Paris, 355 p., 6pl. h.t.
- CAILLEUX A. et TRICART, (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U., 3 vol., Paris.
- CAMEZ T., LUCAS J., MILLOT G., (1959) - Minéraux interstratifiés dans certains sols et leur évolution. Bull. Gr. Fr. Argiles, t. XI, pp. 43 - 46.

- CARMIGNANI L., FRANCHESCHELLI M., PERTUSATI P.C., RICCI C.A., (1979) - Evoluzione tettonico-metamorfica del Basamento ercinico della Nurra (Sardigna N.W.). Mem. Soc. geol. It., 20, pp. 57 - 84.
- CARUBA, MARTIN C., (1971) - Les minéraux accessoires de l'estérellite et de quelques roches acides et basiques de l'Estérel (Var). Etude minéralogique et pétrographique. Application pétrogénétique. Thèse Doct. 3e cycle, Nice, pp. 1 - 125.
- CAYEUX, (1931) - Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mém. expli. carte géol. dét. France, 1, texte 524 p., 2, Atlas 66 pl., Paris Impr. Nationale.
- CHABRIER G., MASCLE G., (1974) - Les rapports de la Provence et du domaine sarde. C.R. Acad. Sci., Paris, 278, pp. 2881 - 2884.
- CHABRIER G., MASCLE G., (1975) - Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne (à partir d'exemples de la région toulonnaise et de la Nurra sarde). Rev. géol. dyn. géogr. phys., Paris, 17, 2, pp. 121 - 135.
- CHABRIER G., FOURCADE E., JAFFREZO M. (1975) - Sur le Crétacé du sud-ouest de la Sardaigne. C.R. somm. S.G.F., 4, pp. 131 - 134.
- CHABRIER G., FOURCADE E., (1975) - Sur le Crétacé du nord-ouest de la Sardaigne (présence du Valanginien à faciès pyrénéo-provençal). C.R. Acad. Sci. Paris, 280, pp. 563 - 566.
- CHABRIER G., MASCLE G., (1979) - Essai de reconstitution du domaine Provence-Corse-Sardaigne-Sicile à partir des marqueurs structuraux hercyniens. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 288, pp. 1271 - 1279.
- CHABRIER G., CHOROWICZ J., (1981-1982) - Comparaisons entre les structures corses, sardes et provençales observées sur les images Landsat. Rev. Géol. dyn. Géogr. physique, Paris, 23, 2, pp. 107 - 118.
- CHAMLEY H., (1971) - Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Sci. géol. Thèse Sciences Strasbourg. Mém. 35, 225 p.
- CHAMLEY H., (1979) - North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleo-environment, Maurice Ewing, Séries 3, pp. 342 - 361.
- CHAMLEY H., (1981) - Grandes tendances de la sédimentation argileuse marine. Océanologica ACTA, n° SP.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G., ROBERT C., (1977) - Repercussions of the Plio-pleistocene tectonic activity of the deep-clay sedimentation in the Mediterranean. In Biju-Duval and Montadert L. (eds). Intern Symp. Structural History of the Mediterr. Basins. Split, Technip. Paris, pp. 423 - 432.
- CHAMLEY H., ROBERT C., (1979) - Late Cretaceous to early Paleogene environmental evolution expressed by the Atlantic clay sedimentation. In Cretaceous tertiary Boundary Events, Copenhagen, WK Christensen et T. Birkelund, ed., 2, (Proceed), pp. 71 - 77.

CHAMLEY H., ROBERT C., (1980) - Sédimentation argileuse au Tertiaire supérieur dans le domaine méditerranéen. Géologie méditerranéenne, 7, 1, pp. 25 - 34.

CLOCHIATTI R., (1974) - Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz ; étude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques. Thèse Doct. Etat., Paris Orsay, 177 p.

CLOCHIATTI R., (1975) - Composition chimique des inclusions vitreuses des phénocristaux de quartz de quelques laves acides, par l'analyse à la microsonde électronique. C.R. Acad. Sci., Paris, 272, D, pp. 2145 - 2148.

COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R., SALVADORI I., (1974) - Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna. "Etude stratigraphico-structurale du massif sardo-corse et minérogenèse de la Sardaigne". Mem. Soc. Géol. Italie., 13, 2, pp. 85 - 186.

COLEMAN J.M. et WRIGHT K.D., (1975) - Modern River Deltas : variability of processes and sand bodies. In Deltas, pp. 99 - 149. Houston Geological Society. ed. M.L. Broussard.

COLEMAN J.M., PRIOR D.B. and LINDSAY J.F., (1983) - Deltaic influences of shelf edge instability processes. In Stanley D.J. and Moore G.T., eds. The Shelf break ; critical interface on continental margins. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication., 33, pp. 121 - 137.

COLLIGNON M., GREGUT E., FABRE-TAXY S., PHILIP J., TRONCHETTI G., (1979) - Ammonites du Coniacien de Provence. Géologie Méditerranéenne. tome VI n°3 pp. 385 - 394.

COLLIN J.J., GUIEU G., ROUIRE J., (1982) - L'allochtonie de la couverture provençale. Ibid., pp. 409 - 412.

COLLOT L., (1884) - Sur une grande oscillation des mers crétacées en Provence. C.R. Acad. Sci., Paris,

COLLOT L., (1889) - Description du terrain crétacé dans une partie de la basse Provence. Bull. Soc. géol. France., 3, 18, 66 p.

COLLOT L., (1890) - Coup d'oeil général sur la géologie des Bouches du Rhône et de la partie contigue du Var. C.R. 19e Congrès Ass. Fr. Avanc. Soc. (AFAS) Limoges 1890 a, 188 p.

COLOMB E., (1972) - Etude des minéraux lourds et de leur provenance. Bull. du B.R.G.M. (2eme sér.), 1, 4, pp. 91 - 95.

CONCHON O., (1975) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse Sciences, Paris VI.

CONTE G. et TRONCHETTI G., (1972) - Etude micropaléontologique du Gargasien et mise en évidence du Clansayésien sur la bordure sud du bassin du Beausset région de Ste Anne d'Evenos (Var). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 275, D, 17 19.

CORNET C., (1977) - Etude préliminaire des minéraux argileux des séries continentales du Crétacé supérieur et du Tertiaire des fossés nord-varois (Provence). Ann. Univ. Provence, Géologie Méditerranéenne. Fr., 4, pp. 379 - 382.

CORRENS C.W., (1929) - Bestimmung der Brechungsexponenten in Gernengen feinkörniger Minerale und von kolloiden. Fortschr. Min. Kryst. Petr., 14, pp. 26 - 27.

CORRENS C.W., (1938) - Zur Frage der Neudildung von Glimmer in jungen Sedimenten. Geol. Rundsch., 29, pp. 220 - 222.

CORRENS C.W., (1939) - Die Sedimentgesteine. I. Verwitterung, in Barth, Correns et Eskola, Springer, Berlin, pp. 116 - 130.

CORRENS C.W., (1939) - Pelagic sediment of the North Atlantic ocean. Recent marine sediments. Symposium SEPM sp. Publ., 4, pp. 373 - 395.

CORRENS C.W., (1940) - Die chemische Verwitterung der silicat. Die Naturwissenschaften, 28, pp. 369 - 376.

CORRENS C.W., (1941) - Über die Löslichkeit von kieselensäure in schwchsauren und alkalischen lösungen. Chemic der Erde, 13, pp. 92 - 96.

CORROY G., (1943) - La Provence occidentale. Paris Hermann édit. Coll. géol. Région de la France, 2.

CORROY G., (1952) - La couverture nord-provençale du Cap Sicié à la basse Durance (France). C.R. 19e Congrès géol. int. Alger, 13, 14, pp. 337 - 342.

CORROY G., (1957) - La limite entre le Crétacé et le Tertiaire en Provence occidentale. C.R. Soc. géol. France, 13, pp. 286 - 287.

CORROY G., (1963) - L'évolution paléogéographique post hercynienne de la Provence. In livre à la mém. du Pr. Fallot, 2, Mém. h.s. Soc. géol. France. pp. 19 - 43.

COULON C., (1967) - Le volcanisme basique de la basse Provence occidentale (Région toulonnaise et massif des Maures). Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Paris, 117 p.

COULON C., (1977) - Le volcanisme calco-alkalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse Doct. Etat, Univ. Aix-Marseille III, 365 p.

COULON C., DEMANT A., (1972) - Un épisode du volcanisme cénozoïque calco-alkalin de la Sardaigne nord-occidentale : le cycle "andésitique" terminal de la région Mara Romana. Bull. Volc., 36, 3, pp. 418 - 442.

COULON C., DEMANT A., BOBIER C., (1974a) - Premières datations par la méthode K-Ar de quelques laves cénozoïques et quaternaires de Sardaigne nord-occidentale. Tectonophysics, 22, pp. 59 - 82.

COULON C., DEMANT A., BOBIER C., (1974) - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques cénozoïques et quaternaires de Sardaigne nord-occidentale. Tectonophysics, 22, Amsterdam, pp. 59 - 82.

COURTOIS C. et CHAMLEY H., (1978) - Terres rares et minéraux argileux dans le Crétacé et le Cénozoïque de la marge atlantique orientale. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 286, pp. 671 - 674.

CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. et ROUAIX S., (1974) - Les sondages du golfe du Lion: stratigraphie, sédimentologie. Compagnie Française des Pétroles. Note et mémoire n° 11, Paris. pp. 209 - 274.

DAUBREE A., (1857) - Recherches expérimentales sur le striage des roches dû au phénomène erratique et sur les décompositions chimiques produites dans les réactions mécaniques C.R. Acad. Sci. France, 44, 997 p.

DEBRABANT P., CHAMLEY H., FOULON J. et MAILLOT H., (1979) - Mineralogy and geochemistry of upper Cretaceous and Cenozoic sediments from North Biscay Bay and Rockall Plateau (Eastern North Atlantic) D.S.D.P. Leg 48. In : Montadert L., Roberts D.G. et al., Init. Rep. D.S.D.P. (U.S. Governm. print. off.), 48, p. 703 - 725

DEBRAND-PASSARD S. et al., (1984) - Synthèse géologique du sud-est de la France. Mémoire du B.R.G.M. 125., 615 p.

DECONINCK J.F., CHAMLEY H., DEBRABANT P. et COLBEAUX J.P., (1982) - Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. Extrait des annales de la Société géologique du Nord. TCII., 145 p.

DEICHA G., (1955) - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Masson et Cie éd. Paris, 126 p.

DEMANT A., (1972) - Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sardaigne nord-occidentale ; le cycle "andésitique" terminal (Région Mara Romana). Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Marseille, 1972, 113 p.

DENIZOT G., (1935) - Les phases tectoniques successives aux environs de Marseille. Ibid., 201, pp. 90 - 92.

DENIZOT G., (1937) - Observations tectoniques dans les environs de Marseille. Bull. Serv. Carte géol. France, 34, pp. 195 - 202.

DENIZOT G., (1952) - La tectonique du Crétacé moyen en Provence. C.R. 19e Congrès géol. int., Alger, Sect. 13, 14, pp. 343 - 349.

DENIZOT G., (1961 - 1963) - Sur la tectonique de la Nerthe et de l'Etoile C.R. Acad. Sci., 200, 1935 b.,.

DIBON M., (1970) - Etude des faciès sableux de Ste Anne d'Evenos et du Val d'Aren. D.E.A., Marseille.

DUBOURDIEU G., (1962) - Le déplacement de l'Europe occidentale. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 254, pp. 510 - 512.

DUBOURDIEU G., (1962 b) - Déplacement et déformation du pourtour de la Méditerranée occidentale depuis la fin du Miocène. Ibid. 254, pp. 2029 - 2031.

DUPLAIX S., (1958) - Détermination microscopique des minéraux des sables. 2e éd., Dunod, Paris.

DURAND DELGA M. (1980) - La Méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Livre Jubilaire S.G.F., Mém. h. sér. Soc. géol. France, 10, pp. 203 - 224.

EISENLOHR B., GUIEU G., MASSE J.P., PHILIP J., (1973) - Sur l'existence du Néocomien, du Cénomanién et du Turonien marins dans le massif de la Loube (Var). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. C.R. Acad. Sci., sér. D, 277, pp. 2461 - 2463.

ERMAKOV N.P. et al. (1965) - Thermométrie minéralogique et barométrie. Ed. Naouka, Moscou, 328 p.

FABRE S., (1938) - Le Turonien du bassin de Cassis. Bull. Soc. Lin. Provençe, 12, 16 p.

FABRE S., (1940) - Le Crétacé supérieur de la basse Provence occidentale. I Cénomanién et Turonien. Thèse in Ann. Fac. Sci., Marseille, 2, 14.

FABRE-TAXY S., (1959b) - Le domaine mésogéen du Crétacé supérieur. Le golfe de basse Provence. In Coll. sur le Crétacé supérieur français. Ibid., 4, pp. 839 - 849.

FABRE-TAXY S., (1961) - Les Ammonites du Coniacien et du Santonien du bassin du Beausset (Var). C.R.S. G.F., 8, 223 p.

FABRE-TAXY S., (1963) - Les Ammonites du bassin du Beausset (Var). Coniacien et Santonien. Ann. de Pal., t. XLIX, pp. 101 - 126. 2 pl.

FABRE S., GOUVERNET C., (1943) - Présence et extension du Cénomanién dans la région de Brignoles (Var). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 216, pp. 302 - 303.

FABRE-TAXY S., GUEIRARD S., JONQUET M., (1957) - Etude pétrographique du Cénomanién de l'auréole occidentale du bassin du Beausset. Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, 92, pp. 100 - 104.

FABRE-TAXY S., PHILIP J., (1964) - La zone du Plan d'Aups dans sa région type, la Sainte-Baume (Var). Bull. Soc. géol. France, 6, 4, pp. 554 - 559.

FAURE-MURET A., CHAUBERT G., (1975) - Proposition d'un nouveau modèle tectonique pour la Méditerranée occidentale. C.R. Acad. Sci., Paris, 280 D. pp. 1947 - 1950.

FERRANDINI J., (1976) - Géologie et géotechnique du chaînon de la Fare (B. du Rh., France). Thèse 3e cycle Univ. de Provence, 131 p.

FISHER W.L., BROWN JR. L.F., SCOTT A.J. and McGOWEN J.H., (1969) - Delta systems in the exploration for oil and gas : a research colloquium : Univ. Texas Bur. Econ. Geology, 102 p. text, 168 figs.

FOLK R.L., WARD W.C., (1957) - Brazos River bar : a study of significances of grain size parameters; J. Sedim. Petrol., 27, pp. 3 - 26.

FOUCAULT A. et RAOULT J.T., (1984) - Dictionnaire de géologie. Guides géologiques régionaux, Masson 2e édition, 352 p.

FOURNIER E., (1897a) - La tectonique de la basse Provence. Feuille des jeunes naturalistes, 26, 312, pp. 228 - 229 et 313 - 314.

FREDIANI M.R., (1959) - Contribution à l'étude pétrographique du Sénonien des Têtes Rouges près d'Allauch, Marseille, D.E.S., pp. 1 - 40.

FREYDET P., (1970) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse Doct. es-Sciences, Orsay, 490 p.

FROGET C., GUIEU G., ROUX M., (1964) - Observations nouvelles sur la structure de la partie sud-ouest de la chaîne de la Nerthe, à l'Ouest de Marseille (B. du Rh.). Ibid. 258, pp. 2360 - 2362.

GAG J.Y., (1979) - Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Thèse Sciences, Strasbourg, 249 p.

GAGNOL I. et PUPIN J.P., (1985) - Typologie du zircon dans les termes volcaniques intermédiaires et différenciés du Cantal (Massif Central français). Implications pétrogénétiques. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 300, série II, n° 10, pp. 457 - 458. 1 pl.

GENDROT C., (1965) - Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région des Martigues (B. du Rh.). Paris, Thèse Doct. 3e cycle, pp. 1 - 100.

GENNESSEUX M., AUZENDE J.M., OLIVET J.L., BAYER R., (1974) - Les orientations structurales et magnétiques sous-marines au Sud de la Corse et la dérive corso-sarde. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 278, pp. 2003 - 2006.

GIRAUD J.D. (1975) - Une intrusion calco-alcaline type : l'Estérellite ; Position dans le contexte volcanologique tertiaire régional. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Nice, 184 p.

GIRAUD D., PUPIN J.P., TURCO G., (1980) - Caractères morphologiques du zircon dans les séries volcaniques calco-alcalines d'après l'exemple ligure-sarde. Implications pétrogénétiques. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 290, série D. pp. 823 - 826.

GIROUD D'ARGOUD G., CHAMLEY H., MASSE J.P., (1976) - Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments de l'Aptien de Provence. C.R. Acad. Sci., Paris, 282, pp. 1673 - 1675.

GLARD Y., MAUDRU L., NAHON D., ROUSSET C., (1967) - Etude minéralogique du contenu des poches karstiques découvertes à la faveur des travaux souterrains du Canal de Provence. C.R. 92e congr. Soc. Sav., Strasbourg Colmar, t. II, pp. 426 - 438, 6 fig., 1 tabl.

GLASS H.D., POTTER P.E. and SIEVER R., (1956) - Clay mineralogy of some basal pennsylvanian sandstones, clays and shales. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 40, pp. 750 - 754.

GOGUEL J., (1953 a) - Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. Ibid., 5, 13, pp. 367 - 382.

GOGUEL J., (1952-1965) - Traité de tectonique. Masson, Paris, réed.

GOLDICH S.S., (1938) - A study in rock-weathering. Journ. Géol., 46, pp. 17 - 23.

GOVERNET C., (1952) - Tectonique des bassins hercyniens de la région de Toulon (Var). C.R. 19e Congrès géol. inter. Alger, sect. 3, 3, 27 p.

GOVERNET C., (1956) - Synthèse structurale de la région toulonnaise. Ann. Fac. Sci., Marseille, 25, pp. 75-83.

GOVERNET C., (1963) - Structure de la région toulonnaise. Thèse Sciences Paris et Mém. expl. carte géol. dét. France, 1963, 244 p.

GOVERNET C., PHILIP J., TAXY S., (1968) - Le bassin du Beausset. Lab. Géol. Fac. Sci. Marseille, pp. 12 - 20.

GOVERNET C., GUIEU G., ROUSSET C., (1979) - "Provence". 2e édit. Coll. Guide Géologique régionaux, Masson, édit., Paris.

GRAHAM E.R., (1950) - The plagioclases feldspars as an index to soil weathering. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 14 p. 300.

GUEIRARD S., (1960) - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). Thèse Sciences Ann. Fac. Sci., Marseille, 29, In "Centenaire de la création de la chaire de géologie", pp. 71 - 264. et thèse n°73, Imp. Louis Jean, Gap.

GUEIRARD S., SANTARELLI N., (1966) - A propos du volcanisme permien de la région toulonnaise. C. R. Acad. Sci., 262, Paris, pp. 2413 - 2416.

GUIEU G., (1967 d) - Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. Ibid., 7, 9, pp. 610 - 630.

GUIEU G., (1968) - Evolution paléogéographique de la région comprise entre les bassins du Beausset et de l'Arc. Lab. Géol. Fac. Sci. Marseille, pp. 40 - 42.

GUIEU G., (1968a) - Erosion et tectonique : les surfaces crétacées dans le Massif d'Allauch. C.R. somm. Soc. géol. France, pp. 94 - 95.

GUIEU G., (1968b) - Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse Sciences Marseille. T. 1 - Les reliefs situés au Sud de l'Huveaune, 186 p. T. 2 - Les reliefs situés au Nord de l'Huveaune, 417 p.

GUIEU G., (1971) - L'allochtonie de l'unité de Roqueforcade (Sainte Baume) définitivement démontrée par un court forage. C.R. somm. des séances de la Société Géologique de France. Fasc. 8, 106 p.

GUIEU G., (1980) - Une paléostructure anticlinale au Crétacé moyen sur l'emplacement de l'Etang de Berre (B. du Rh.). 8 e réunion Sci. de la Terre, Marseille, 178 p.

GUIEU G., (1980) - Perspectives de recherche du gisement lignitifère du bassin de l'Arc au sud du massif de l'Etoile en bordure du bassin de Marseille. Mém. B.R.G.M. n° 122. pp. 75 - 79.

GUIEU G., (1982) - Structures distensives en bordure méridionale du bassin du Sud-Est de la France depuis le Permo-Trias. Table Ronde du C.N.R.S., Univ. d'Aix-Marseille, 2, 3. 2/11, 1/12, 2/12.

GUIEU G., (1982) - Les formations carbonatées dans le cadre de la tectonique globale et des variations de l'océan mondial. Journées R.C.P. 510 du C.N.R.S., Marseille. Rev. Géol. Médit., Marseille, 9, 3, pp. 247 - 249.

GUIEU G., (1984) - Tectogénèse de la bordure méridionale du bassin du Sud-Est de la France et sphénochasme ligure. 10e R.A.S.T., Bordeaux, Bull. Soc. géol. France, Edit., Paris.

GUIEU G., PHILIP J., (1969) - Sur les relations tectoniques entre les massifs de la Nerthe et de l'Etoile dans le secteur du vallon de Graffiane au nord-ouest de Marseille, C.R. Acad. Sci., 274, pp. 999 - 1002.

GUIEU G., ROUSSET C., (1979) - Le massif de l'Olympe-Aurélien, partie du chevauchement de la Sainte-Baume. C.R. Acad. Sci., Paris, Série D, t. 289, pp. 623 - 626.

GUIEU G., ROUSSET C., (1980) - La Provence : introduction à la géologie du Sud-Est. 26 e Congrès géologique intern., G, 18, 4, France, pp. 65 - 79.

GUIEU G., ROUSSET C., (1980) - Evolution des idées sur la structure de la Provence. 8e réunion Ann. Sci. de la Terre, Marseille, 313 p.

HAUG E., (1925) - Les nappes de charriage de la basse Provence 1ère partie: la région toulonnaise. Mém. Serv. Carte géol. France, 304 p.
2ème partie : le massif d'Allauch et ses alentours. Ibid. 1930, 182 p.

HERMITTE D., (1975) - La morphologie des zircons dans les intrusions calco-alcalines du centre-nord de la Sardaigne. Thèse 3e cycle Marseille, 159 p.

JACQUET O., (1980) - Etude d'une plate-forme carbonatée à rudistes en milieu pérideltaïque. Trav. Lab. Géol. Hist. Paléontol. Univ. Provence, Fr., B.R.G.M., Pl./III. Journées de la R.C.P. 510, Marseille, 11, pp. 35 - 37.

JEAN S., (1985) - Les grès d'Annot au N.W. du massif de l'Argentera-Mercantour. Sédimentologie - Paléogéographie. Thèse de U.S.M.G., mention Géologie Appliquée, Grenoble, 243 p.

JEAN S., KERKHOVE C., PERRIAUX J., RAVENNE C., (1985) - Un modèle paléogène de bassin turbidites : les Grès d'Annot du N.W. du massif de l'Argentera-Mercantour. Géologie Alpine, t. 61, pp. 115 - 143.

KELLER W.D., (1958) - Argillation and direct bauxitisation interns of concentration of hydrogen and metal cations at surface of hydrolysing aluminium silicates. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 42, pp. 233 - 245.

KELLER W.D., (1958) - Environmental aspects of clay minerals. J. sedim. Petrol., 40, pp. 788 - 813.

KELLER W.D., (1958) - Glauconitic mica in the Morrison formation in Colorado. Clays and clay minerals. 5 th. Nat. Conf. 1956, pp. 120 - 128.

KRUMBEIN W.C., PETIT JOHN F.J., (1938) - Manuel of Sedimentary Petrography. Apleta. Centru. New-York, 549 p.

KUENEN PH. H., et al, (1960) - Experimental abrasion 5 : Eolian action J. Geol., 68, pp. 427 - 449.

KULBICKI G., (1953) - Construction et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du Nord de l'Aquitaine. Thèse Sci. Toulouse et Sci. Terre, 4, 1956, pp. 5 - 101.

KULBICKI G., (1953) - Sur les conditions de cristallisation des minéraux kaoliniques dans le Sidérolithique d'Aquitaine. C.R. Acad. Sci. France, 237, pp. 194 - 196.

KULBICKI G., (1954) - Phénomènes de diagenèse dans les sédiments argileux. Clay. Min. Bull., 2, pp. 183 - 188.

KULBICKI G. and MILLOT G., (1961) - Diagenesis of clays in sedimentary and petrol series. Clays and clays minerals, 10 th. Nat. Conf.

LAJOINIE J.P., et LAVILLE P., (1979) - Formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. Mém. du B.R.G.M. n° 100, 146 p., 2 tabl., 6 cartes hors-texte.

LAPPARENT A., (1906) Traité de géologie. Paris, Masson édit., 3 vol., 2015p.

LAVILLE P., (1972) - Géologie, minéralogie, géochimie des formations bauxitiques du Revest-les-Eaux (Var). Contribution à l'étude de la genèse et de l'évolution des bauxites karstiques de Provence. Paris, Thèse Doct. 3e cycle, pp. 1 - 205.

LE DOUARAN S., BURRUS J., AVEDIK J.F., (1984) - Deep structure of the North Western Mediterranean basin : results of a two ship seismic survey. Marine Geology, 55, 3, 4, pp. 325 - 335.

LENEUF N., (1959) - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. éd. ORSTOM, Paris, 1 vol. 210 p. 44 fig.

LEPICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M., OLIVET J.L., (1971) - La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. Earth and Planetary Sciences Letters, 13, pp. 145 - 152.

LE RIBAULT L., (1976) - L'exoscopie. Méthode et applications. C.F.P. Notes et mémoire n° 12, 232 p.

- LE RIBAUT L., (1977) - L'exoscopie des quartz. Masson et Cie., Paris.
- LEVEQUE A., (1976) - Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Cah. ORSTOM, série pédol., 14, (1). pp. 63 - 72.
- LUCAS J., (1962) - Remarques sur les minéraux argileux et interstratifiés et leur genèse. Génèse et synthèse des argiles. Coll. intern. C.N.R.S., n° 105, pp. 177 - 190.
- LUTAUD L., (1924) - Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. Thèse Paris et Rev. Ann. géogr., 12, 1, 271.
- LUTAUD L., (1957) - La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. Rev. géogr. phys. et géol. dyn. N. sér., 1, pp. 103 - 112.
- MACHHOUR L., (1984) - Paléoenvironnements des "Blacks-shales" albo-aptiens de la région toulonnaise. 10e R.A.S.T., Bordeaux, 368 p.
- MACHHOUR L., PHILIP J., (1984) - Faciès de type "Black-shales" et laminites de l'Albien de la région de Toulon (S.E. France). 5 th European regional meeting of sedimentology. Marseille. 260 p.
- MARIE P., (1959) - Sur le Crétacé supérieur marin des Martigues (B. du Rh.). In Coll. Crétacé sup. Fr., Dijon. C.R. Congrès Soc. Sav. Paris, Géol., pp. 449 - 496.
- MASSE J.P., (1980) Sur l'amplitude du décrochement senestre de la faille de Nîmes, déduite des variations de faciès du Barrémien-Bédoulien. 9e R.A.S.T., Marseille, p. 245.
- MASSE J.P., PHILIP J., (1969) - Sur la présence de brèches et de klippes sédimentaires dans l'Albien de Ste Anne d'Evenos (Var). Implications paléogéographiques. Bull. Soc. géol. France, 7, 11, pp. 666 - 669.
- MASSE J.P., PHILIP J., (1975) - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence. Révision du concept d'isthme durancien. Rev. géogr. phys. géol. dyn., 18, 2, 1, pp. 49 - 66.
- MASSE J.P., ALLEMAN J., (1982) - Relations entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. Cretaceous Research, 3, pp. 19 - 33.
- MAURY E., (1938) - Sur la géologie du bassin du Beausset (Var). C.R. somm. Soc. géol. France, 150 p.
- MERCADIER C., (1984) - Paléoenvironnements et sédimentologie de formations récifales à Rudistes du Sénonien inférieur de Ste Anne d'Evenos, Massif du Gros Cerveau (Var). Thèse 3e cycle Univ. de Provence, 2 tomes, 222 p.
- MILLOT G., (1964) - Géologie des argiles. éd. Masson, Paris, 499 p. 12 ph. h. t., 15 tabl.
- MUSCHOTTI H., (1971) - Etude sédimentologique des sables du Crétacé supérieur de la région de St-Chamas. D.E.A., Fac. Sci. Marseille, 24 p.

- NICOLAS J., LECOLLE M., (1968) - Essai de reconstitution paléogéographique de la Provence au Crétacé supérieur. Position et âge possibles de la roche mère de la latérite d'où provient la bauxite. C.R. Acad. Sci., D, France, 266, 5, pp. 445 - 448.
- NURY D., REY R. et ROUX M., (1974) - Le problème de la limite Oligocène-Miocène dans les séries détritiques du Rouet (B. du Rh.) Ve Congrès int. Néogène Médit. Mémoires du B.R.G.M., t. 2, 78, pp. 859 - 864.
- ORSINI J.B., COULON C., COCOZZA T., (1980) - La dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne. Géologie Alpine, 56, pp. 169 - 202.
- PAQUET H., (1969) - Evolution géodynamique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des pays méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. serv. Cart. Géol. Als-Lorr., 30, 212 p.
- PARRON C., (1975) - Contribution à l'étude des paléoaltérations des grès du Crétacé supérieur du Gard (de Pont St Esprit à Uzès). Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. Thèse de 3e cycle Marseille. 103 p.
- PARRON C., TRIAT J.M., (1978) - Paléoaltérations continentales et sédimentogenèse marine dans le Crétacé supérieur du massif d'Uchaux (Vaucluse). Bull. B.R.G.M., 1, Fr., pp. 47 - 56.
- PEDRO G., (1965) - La classification des minéraux argileux (phyllosilicates). Etude historique et considérations critiques. Ann. agronomiques., 16, n° hors-série, 1, 108.
- PHILIP J., (1962) - Présence de l'Angoumien au nord-est du Camp (Var). C.R. Soc. géol. France, 10, pp. 311 - 312.
- PHILIP J., (1964b) - Faciès et variation du Sénonien dans le massif de la Ste Baume (Var). Bull. Soc. géol. France, 7, 6, pp. 560 - 563.
- PHILIP J., (1965) - Intercalation du faciès valdo-fuvélien dans le Santonien marin du massif de la Ste Baume (Var). Ann. Fac. Sci. Marseille, 37, pp. 145 - 152.
- PHILIP J., (1965) - Présence de biohermes à madréporaires dans le Crétacé supérieur des Martigues (B. du Rh.). C.R. Acad. Sci., 260, pp. 5841 - 5843.
- PHILIP J., (1967) - Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de St-Cyr-sur-Mer (Var). C.R. Acad. Sci., D., France, 265, pp. 1883 - 1886.
- PHILIP J., (1967) - Sur l'âge cénoomanien de la barre à rudistes des Aiguilles (Bordure méridionale du synclinal du Beausset Var). C.R. Acad. Sci., 164, pp. 1383 - 1385.
- PHILIP J., (1968) - Nouvelles observations stratigraphiques au toit de la bauxite de la région de Brignoles (Var). Implications paléogéographiques. C.R. Soc. géol. France, 7, pp. 216 - 217.
- PHILIP J., (1970) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Marseille, Thèse Doct. ès-Sciences, pp. 1 - 438.

- PHILIP J., (1974) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. Bull. B.R.G.M., 2e série, 3, Sect. 1, pp. 107 - 151.
- PHILIP J., (1980) - Relations entre récifs, paléostructures et tectonique synsédimentaires dans le Crétacé supérieur de la région toulonnaise (Var). 8^e R.A.S.T., Marseille, Soc. géol. France, p. 283.
- PHILIP J., (1980) - Crétacé supérieur de Provence. Géobios. Mém. spécial, 4, pp. 99 - 109, 5 fig., 1 pl.
- PHILIP J., (1982) - Paléobiogéographie des rudistes et géodynamique des marges mésogéennes au Crétacé supérieur. Bull. Soc. géol. France, 1982 (7). t. XXIV, n° 5 - 6, pp. 995 - 1006.
- PHILIP J., ALLEMAN J., (1982) - Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. Cretaceous Research, 3, pp. 35 - 45.
- PINCEMIN M., (1977) - Etude des minéraux accessoires de quelques roches permienes de la région de Toulon (Var). D.E.A., Géologie-Minéralogie, Nice.
- PRONE A., (1980) - Les quartz de la Provence occidentale ; étude exoscopique et endoscopique ; implications paléogéographiques. Thèse Univ. Marseille, 2 vol.
- PUPIN J.P., (1975 c) - Occurrence of peculiar tabular zircon crystals. Mineralogical Magazine, vol. 40, pp. 790 - 792, publ. 197 b.
- PUPIN J.P., (1976) - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de méthode typologique. Applications. Thèse Doct. ès-Science, Nice, 394 p.
- PUPIN J.P., (1978) - Les zircons des roches volcaniques acides permienes de l'Estérel : un nouvel argument pour une province magmatique permienne corso-provençale. C.R. Acad. Sci. Paris, 286 (D), pp. 173 - 176.
- PUPIN J.P., (1980) - Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol. 73, pp. 207 - 220.
- PUPIN J.P., (1983) - Typologie des zircons des termes saturés intermédiaires et différenciés des séries alcalines du Mont-Dore et de la chaîne des Puys (Massif Central français). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 296, série II, pp. 761 - 764.
- PUPIN J.P., (1985) - Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on zircon typology. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 65, pp. 29 - 56.
- PUPIN J.P., TURCO G., (1972 a) - Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. Fr. Min. Cristallogr., t. 95, pp. 348 - 359.
- PUPIN J.P., TURCO G., (1972 b) - Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. C.R. Acad. Sci. Paris, sér. D, t. 275, pp. 799 - 802.

- PUPIN J.P., TURCO G., (1975b) - Comparaison des granites porphyroïdes "type Margeride" d'après leurs population de zircons. Application au granite porphyroïde enclavé dans le granite autochtone du Velay. 3e réunion Ann. Sci. Terre Montpellier, 313 p. Soc. géol. France, éd. Paris.
- PUPIN J.P., DUPUIS C., TURCO G., (1979) - Le zircon et l'origine mantellique de certains granites : le point après l'étude du complexe de Ploumanach - Ile Grande. (Bretagne N.). 7e Réunion Annuelle des Science de la Terre, Lyon, et Soc. géol. France, Paris, 387 p.
- REDONDO C., (1980) - Les formations détritiques du Crétacé supérieur provençal. Trav. Lab. Géol. Hist. Paléontol. Univ. Provence France. B.R.G.M. F 541, Journées de la R.C.P. 510, Marseille, 11, 58 p.
- REDONDO C., (1982) - Etude sédimentologique des séries détritiques du Mont Caumes. C.R. de la R.C.P. 510 du C.N.R.S., Plate-formes carbonatées.
- REDONDO C., PRONE A., (1981) - Indications paléodynamiques et paléogéographiques fournies par les quartz des sédiments. Le cas du bassin du Beausset en basse-Provence (France). C.R. Séances Acad. Sci., Sér. 2, France, 292, 2, pp. 213 - 218.
- REHAULT J.P., OLIVET J.L., AUZENDE J.M., (1974) - Le bassin nord-occidental méditerranéen : structure et évolution. Bull. Soc. géol. France, 7, 16, 3, pp. 282 - 293.
- REHAULT J.P., BOILLLOT G., MAUFFRET A., (1984) - The Western Mediterranean basin geological evolution. Marine Geology, 55, 3, 4, pp. 447 - 477.
- REPELIN J., (1913) - Sur l'existence de la nappe de recouvrement de la Ste Baume. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 157, 159 p.
- REPELIN J., (1900) - Nouvelles observations sur la tectonique de la chaîne de la Nerthe. Ibid., 3, t. 28, pp. 236 - 267.
- REPELIN J., (1928) - Sur la tectonique des collines formant la bordure sud du bassin de Marseille (Carpiagne). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 186, 1139 p.
- RIVIERE A., (1952) - Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Bull. Soc. géol. France, 2, 1, 3, pp. 155-167.
- ROBERT C., (1982) - Modalité de la sédimentation argileuse en relation avec l'histoire géologique de l'Atlantique sud. Thèse Sciences, Marseille, 141 p.
- ROBERTS H.H., ADAMS R.D., CUNINGHAM R.H.W., (1980) - Evolution of sand-dominant subaerial phase, Atchafalaya Delta. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, V. 364, pp. 264 - 279.
- ROUSSET C., (1968) - Contribution à l'étude des karsts du sud-est de la France ; altérations morphologiques et minérales. Thèse Sciences 533 p.
- ROUSSET C., (1969) - Le bombement varois. Relation entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence et l'évolution originale de la région en régime karstique. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 268, pp. 2331 - 2334.

ROUSSET C., (1973) - La faille de la tour de César au nord-est d'Aix en Provence, sépare l'unité allochtone de l'Arc des plis de la Provence septentrionale. Conséquences structurales : le chevauchement nord-provençal. C.R. Acad. Sci., Paris, t.277, série D, pp. 765 - 768.

ROUSSET C., (1978) - De l'importance régionale de la faille d'Aix en Provence. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 286, pp. 189 - 192.

ROUSSET C., GUIEU G., (1978) - Structures, paléostrutures, paléogéographie et genèse des bauxites en Provence. Bull. B.R.G.M., 2, 3, pp. 311 - 322.

SANTARELLI N., (1966) - Etude pétrographique de la série volcano-sédimentaire de la tranchée de Brégaillon près de la Seyne-sur-Mer (Var). D.E.S., Marseille, 88 p.

SCHNEIDER H.E., (1963) - Expériences d'usure de grains de quartz. C.R. Acad. Sci. Paris, 263, 256, pp. 2453 - 2456.

SEYLER M., (1975) - Pétrographie et lithostratigraphie de formations cristallophylliennes dans la chaîne de la Sauvette (Maures, Var, France). Thèse Doct. Spéc., Nice.

SMOOT T.W., (1960) - Clay mineralogy of pre-pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin, Part I - Relation of permeability to clay mineral suites. Illinois State Geol. Surv., 286, 20 p.

SORNAY J., (1950) - Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône. Thèse Sciences Grenoble, 254 p. 31 fig., 12 pl., imp. Allier

TAMM O., (1924) - Etude expérimentale sur la décomposition des feldspaths et la formation de l'argile. Chemic der erde, n° 3, 420 p.

TAMM O., (1924) - Experimental studies on chemical process in the formation of glacial clays. Sver. Geol. Unders., C. 333.

TEMPIER C., (1981) - Essai d'une synthèse structurale de la Provence. Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme, Marseille (France). 10, 44, 47 p.

TEMPIER C., (1985) - Les plissements du nord-ouest de la basse-Provence: chaînon d'Eguilles et des Alpilles. Excursion du Centenaire de la découverte des nappes de charriage en Provence par Marcel Bertrand. Documents du B.R.G.M., 94, pp. 101 - 109.

TERMIER P., (1952 - 1965) - Traité de géologie. Paris, Masson, éd.

TESSIER M., PUPIN J.P., TURCO G., (1978) - Le zircon, un argument pour distinguer les rhyolites orogéniques des rhyolites des complexes annulaires : l'exemple corso-provençal. Réunion annuelle des Sci ; de la Terre. 6/1978 Orsay France, Paris, Bull. Soc. géol. France, B.R.G.M., 383 p.

TESSIER M., (1979) Caractères morphologiques du zircon de roches magmatiques alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques. Thèse Doct. Spéc. Nice,

TOURE S., GIRAUD J.D., PUPIN J.P., (1981) - Contribution à l'étude des formations paléogènes sub-alpines : origines des galets et blocs de granites du synclinal de St-Antonin (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sci., Paris, 293 pp. 691 - 694.

TRIAT J.M., GUENDON J.M., (1975) - Les ocre d'Apt dans la région de Rustrel (Vaucluse) : paléaltérations continentales de sédiments marins crétacés. Trav. lab. Sci. Terre, A, Fr., 7, pp. 1 - 72.

TRONCHETTI G., (1970) - Présence de microfaunes planctoniques dans le Cénomanién supérieur et le Turonien de Cassis sur Mer (B. du Rh.) C.R. Soc. géol. France, 1, pp. 7 - 8.

TRONCHETTI G., (1970) - Précisions stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Cénomanién et Turonien de Cassis. Ann. Fac. Sci., Marseille, t.XLIII, B, pp. 243 - 248.

TRONCHETTI G., (1980) - Evolution des associations de foraminifères dans les formations carbonatées du Crétacé supérieur Provençal. Trav. Lab. Géol. hist. Paléontol. Univ. Prov. Fr., B.R.G.M. - F 541, Journées R.C.P. 510/1980, Marseille, 11, 62 p.

TRONCHETTI G., (1981) - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Thèse Doct. ès-Sciences, 2 t., Marseille.

VAN ANDEL T., (1950) - Provenance and deposition of Rhine sediments. These Wageningen, Hollande.

VASSEUR G., FOURNIER E., (1896) - Preuves de l'extension sous-marine au Sud de Marseille, du massif ancien des Maures et de l'Estérel. C.R. Acad. Sci., Paris, 72, 4, pp. 209 - 213.

VATAN A., (1939) - Observations 1) sur l'existence dans certaines argiles de sels alcalins solubles, 2) sur la structure des sables argileux. Bull. Soc. géol. France, 9, pp. 145 - 146.

VATAN A., (1956) - Travaux pratiques de pétrographie sédimentaire. Ed. Technip. réf. 1, pp. 208 - 201.

VATAN A., (1967) - Manuel de sédimentologie. 1 vol. Ed. Technip., Paris, 398 p.

WALKER R.G., (1984) - Facies Models ; Second Edition edited by department of Geology McMaster University Hamilton, Ontario L 8 S 4 M 1 Canada.

WESTPHAL M., (1976) - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. Thèse Doct. Sciences, Univ. Strasbourg, 304 p.

WESTPHAL M., (1976) - Etude paléomagnétique de la Méditerranée. In. 4e Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, Soc. géol. France, Résumé, 397 p.

WESTPHAL M., ORSINI J.B., VELLUTINI P., (1975) - Le micro-continent corso-sarde ; sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. Actes 3e Réunion. Ann. Sci. Terre, Montpellier, 388 p.

WESTPHAL M., EDEL J. B., SCHOTT J.J., (1978) - Essai de synthèse des données paléomagnétiques et de la tectonique des plaques en Méditerranée occidentale. Bull. Soc. géol. France, Suppl. Fra., B.R.G.M., F 15, 1, pp. 12 - 15.

WEYDERT P., (1973) - Morphologie et sédimentologie des formations récifales de la région de Tuléar (S-W de Madagascar). Thèse Sciences, Marseille-Luminy, 726 p.

WEYDERT P., (1974) - Détermination des faciès sédimentaires par la méthode des spirales logarithmiques. 9e Congrès Intern. Sédim., Nice, Thème 3, pp. 113 - 120.

WEYDERT P., (1976) - Précisions concernant les valeurs des termes de la progression 10 10 (norme AFNOR) implications sédimentologiques. C.R. Acad. Sci., Paris, 282, D, pp. 695 - 698.

ZURCHER P., (1892 b) - Note sur une masse de recouvrement aux environs de Toulon. Bull. Soc. géol. France, (3), t. XX, 510 p.

ZURCHER P., (1893) - Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon. Bull. Soc. géol. France, (3), t. XXI, 65 p.

ZURCHER P., (1926) - Sur la tectonique des environs de Toulon. Bull. Soc. géol. France, (4) t. XXVI, 241 p.

12 JAN. 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

Résumé

L'objet de cette thèse concerne l'étude minéralogique et sédimentologique des séries détritiques du crétacé supérieur marin provençal. Les résultats obtenus conduisent à rechercher l'origine des zones d'apport du matériel terrigène dans un domaine pourvoyeur dont la nature et la localisation ont pu être précisées.

- L'étude des formations détritiques a nécessité un certain nombre de méthodes d'analyse : les calcimétries, les granulométries des fractions sableuses et gréseuses, l'exoscopie des quartz, la minéralogie des argiles, la pétrographie, la minéralogie de la fraction sableuse se sont avérées des techniques d'analyse complémentaire pour reconstituer la dynamique et l'origine des matériaux Terrigènes.

- Les analyses calcimétriques ont permis de préciser l'influence de l'environnement marin sur le milieu de dépôt des sédiments terrigènes. Les analyses granulométriques des sables mettent en évidence la tendance générale de la sédimentation à chaque étage du Crétacé supérieur ; la localisation dans l'espace et dans le temps des axes d'apport des principaux corps détritiques a pu être confirmée par l'étude de la granulométrie des grès. L'observation et l'analyse des quartz au Microscopie Electronique à Balayage a permis d'évaluer, d'une part les différentes étapes de transit des sédiments, d'autre part le type de climat contemporain de leur érosion. Les caractères principaux de la sédimentation fine, ainsi que la paléomorphologie, l'activité tectonique et les principales conditions climatiques qui caractérisent le substrat pourvoyeur ont été reconstituées grâce à l'étude minéralogique des argiles. Les données de la pétrographie et de la minéralogie (minéraux lourds, typologie des zircons) ont permis de préciser la nature (métamorphique et calco-alcaline) et la localisation du domaine pourvoyeur.

Ainsi, a pu être établie une paléogéographie anté-dérive du bloc Corso-sarde dans laquelle prendrait place le substrat pourvoyeur appelé Socle Sud Provençal. Celui-ci s'étendant au Sud-Sud Est de la région toulonnaise jusque dans le golfe du Lion aurait alimenté la sédimentation détritique marine en Provence occidentale pendant toute la durée du Crétacé supérieur.

Mots-clés

Crétacé supérieur - Basse Provence occidentale - Sédimentologie - Calcimétrie - Granulométrie - Pétrographie - Exoscopie - Minéralogie - Milieu d'origine - Milieu de dépôt - Paléogéographie.

12 JAN. 1988
UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43